



**Hugo Marcelo
Pascoal Garcia**

**Avaliação do Potencial Petrolífero de uma Área da
Bacia do Baixo Congo**



**Hugo Marcelo
Pascoal Garcia**

Avaliação do Potencial Económico de uma Área da Bacia do Baixo Congo

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica do Dr. Luís Menezes Pinheiro, Professor Associado do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Eng. Lúmen M. P. Sebastião, Interpretete de Exploração da Sonangol e do Eng. Manuel Bessa Teixeira, Interpretete Sénior da Sonangol.

Dedico este trabalho à minha mãe e à minha irmã pelo apoio incondicional ao longo de todos estes anos.

o júri

presidente

Prof. Dra. Beatriz Valle Aguado
Professora Auxiliar do Departamento de Geociências

Dr. Rui Augusto Alves Vieira
Geólogo Coordenador da Mohave Oil and Gas Corporation
Professor Convidado do Departamento de Geociências

Eng. Lúmen M. P. Sebastião
Interprete de Exploração da Sonangol

Prof. Dr. Luís Menezes pinheiro
Professor Associado do Departamento de Geociências

agradecimentos

Este trabalho deve a sua existência a muitas pessoas. Em primeiro lugar queria agradecer à minha mãe, irmã e padraсто pelo apoio incondicional que sempre me deram. À minha Tia Laura por toda ajuda. À Alice por todo o apoio e paciência.

À Magna Nerika cujo convite desencadeou o início deste trabalho.

Ao Administrador Executivo Mateus Morais de Brito pela confiança depositada e oportunidade concedida. Ao Director de Exploração, Eng. Severino Cardoso pelo trabalho invisível mas indispensável. Um agradecimento especial ao Director de Administração, Eng. Tomás Carvalho por tudo o que fez por mim. Ao Chefe do Departamento de Interpretação, Eng. Mvezi Maziano por todo o apoio. Ao Eng. Bessa Teixeira pela orientação e apoio. Ao Eng. Lúmen Sebastião pela orientação e infinita paciência. Ao Eng. Valentim e ao Eng. Milo pela ajuda no dia-a-dia em Luanda. Ao Dr. Mário Brandão pela ajuda na revisão da tese e material disponibilizado. Um obrigado a todos os funcionários da Direcção de Exploração da Sonangol que de uma forma ou de outra ajudaram neste trabalho. Ao Jerson por me ter aceite em sua casa durante 6 meses. Ao Eng. Barrosinho pelo apoio em Luanda.

Ao Prof. Dr. Luís Menezes pelo seu apoio, conselhos e orientação. Ao Prof. Eduardo pela ajuda na procura de casa em Angola. Agradeço a todos os Professores e Funcionários do Departamento de Geociências pela disponibilidade, incentivo e apoio ao longo destes anos.

Aos Serviços de Acção Social da Universidade de Aveiro pela ajuda que deram, dentro das suas possibilidades.

Ao Dr. Brendan Cunnane pelo apoio em Luanda.

Por último gostava de expressar a minha sincera gratidão à Sra. Rosi, por ter recebido um completo estrangeiro em sua casa durante quinze dias, algumas vezes com sacrifício pessoal e de sua família.

palavras-chave

hidrocarbonetos, tectónica salina, Bacia do Baixo Congo, turbiditos, sísmica 3D, *STOOIP*, sistema petrolífero, Angola.

resumo

O presente trabalho consiste na avaliação do potencial de hidrocarbonetos de uma zona em águas ultra profundas da Bacia do Baixo Congo. Foi realizado durante um estágio efectuado na Sonangol, Angola. Para além de um estudo da evolução tectónica e sedimentar das bacias sedimentares marginais Angolanas, com especial atenção para a bacia do Baixo Congo, foram estudados os mecanismos de transporte e deposição em mar profundo, em particular de turbiditos, dada a sua importância em termos de reservatórios nesta área. Foram interpretados onze horizontes num bloco de sísmica de reflexão 3D, os quais foram calibrados com base em dados de um poço de pesquisa, utilizando sismogramas sintéticos. Para cada um dos horizontes interpretados foram gerados e interpretados mapas estruturais, de amplitudes e de espessuras, com o objectivo de identificar os diferentes elementos de um potencial sistema petrolífero. Foi identificada uma estrutura potencialmente interessante, para a qual se efectuou um cálculo preliminar do volume de hidrocarbonetos, tendo sido proposta a localização de um poço de pesquisa e realizada a análise de risco associado.

keywords

oil, salt tectonics, Lower Congo Basin, Turbidite, 3D seismic, STOOIP, petroleum systems, Angola..

abstract

This thesis consists of an assessment of the hydrocarbon potential in an area of the ultra deep-water of the Lower Congo Basin. The work was done during a training period at Sonangol, Angola. Besides the study of sedimentary and tectonic evolution of sedimentary marginal basins of Angola, with special attention to the Lower Congo Basin, a study of the mechanisms of sediment transport in the deep sea, with a focus on turbidites, was also carried out due to its importance as a reservoir in this area. Eleven horizons were interpreted in a 3D seismic reflection cube, which were calibrated using data from a nearby well with synthetic seismograms. Amplitude, structural and thickness maps were generated for each of the interpreted horizons enabling the identification of the various elements of a potential petroleum system. A preliminary calculation of volume was done on a potentially interesting structure identified during this study. A location for an exploration well was proposed together with an assessment of the associated risk.

Conteúdo

1	Introdução	1
1.1	Natureza e Âmbito do Trabalho	1
1.2	Objectivos	1
1.3	Estrutura da Tese	1
1.4	Breve História da Indústria Petrolífera em Angola	2
2	A Margem Continental Oeste-Africana	15
2.1	Génese e Evolução Tectónica da Margem Continental Oeste-Africana .	15
2.2	Bacias Sedimentares de Angola	22
2.2.1	Evolução Tectónica das Bacias Marginais	23
2.3	Tectónica Salífera	30
2.3.1	Tectónica de Deslizamento (<i>Raft Tectonics</i>)	35
2.4	Mecanismos de Transporte e Deposição em Águas Profundas	38
2.4.1	Processos Depositionais Contínuos	39
2.4.2	Correntes de Contorno	56
3	Estratigrafia e Sistemas Petrolíferos Principais da Bacia do Baixo Congo	61
3.1	Estratigrafia da Bacia do Baixo Congo	61
3.1.1	Pré-salífero	63
3.1.2	Salífero	67
3.1.3	Pós-salífero	67
3.2	Sistema Petrolífero	73
3.2.1	Rocha Geradora	74
3.2.2	Migração	75
3.2.3	Armadilhas	75
3.2.4	Rocha Reservatório	75
3.2.5	Rocha Selante	76
3.2.6	Sincronismo (<i>timing</i>)	76
4	Conceitos Fundamentais de Aquisição e Processamento de Dados de Reflexão Sísmica Multicanal	79
4.1	A Reflexão Sísmica na Pesquisa Petrolífera	79
4.2	Aquisição Sísmica 2D e 3D	79
4.3	Processamento de Dados Sísmicos	89
4.3.1	Pré-processamento	90
4.3.2	Processamento	92

5	Estudo de uma Área da Bacia do Baixo Congo	103
5.1	Carregamento dos Dados	103
5.2	Metodologia	104
5.2.1	Estratigrafia Sísmica	107
5.3	Estudo Qualitativo da Área Eva	118
5.3.1	Principais Unidades Interpretadas	118
5.3.2	Sistema Petrolífero da Área Eva	165
5.3.3	Conversão Tempo-Profundidade	167
5.3.4	Cálculo do <i>STOOIP</i>	169
5.3.5	Análise de Risco	178
5.4	Proposta de Localização Preliminar do Poço Alice	180
6	Conclusões	183
	Bibliografia	185

Lista de Figuras

1.1	Concessões de 1910-1922	3
1.2	Localização do poço Dande-4	3
1.3	Cabeça do poço Dande-4	4
1.4	Concessões de 1953	5
1.5	Concessões em 1975	6
1.6	Concessões de 1957, 1966 e 1972, na área de Cabinda	7
1.7	Blocos 1 a 13	8
1.8	Reorganização das concessões no território de Cabinda	8
1.9	Localização dos blocos 14 a 30	9
1.10	Localização dos blocos 31 a 34	11
1.11	Localização dos blocos 35 a 50	12
2.1	Reconstituição paleogeográfica do Jurássico inferior	16
2.2	Reconstituição paleogeográfica do Jurássico superior	16
2.3	Reconstituição paleogeográfica do Cretácico superior	17
2.4	Reconstituição paleogeográfica do Cretácico terminal	17
2.5	Reconstituição paleogeográfica do Eocénico médio	18
2.6	Reconstituição paleogeográfica do continente africano, no fim do Valangini- ano	19
2.7	Zonas tectónicas ligadas a deslocamentos principais no Atlântico Sul durante o Cretácico	20
2.8	Início das incursões marinhas na bacia de Angola, durante o Aptiano .	20
2.9	Bacia euxínica albiana	21
2.10	Penetração do Mar de Tétis no Atlântico Sul	21
2.11	Comunicação com o Atlântico Norte a partir do Turoniano	21
2.12	Reconstituição paleogeográfica para o Santoniano	22
2.13	Mapa de Angola com destaque para as bacias sedimentares	23
2.14	Limites estruturais das bacias marginais angolanas	24
2.15	Reconstituição do <i>Pré-rift</i> , já na sua fase final	25
2.16	Reconstituição da fase mais activa de <i>rifting</i> , anterior à fase de <i>Sin-rift I</i>	26
2.17	Arranjo estrutural e deposicional correspondente à fase de <i>Sin-rift I</i> . .	26
2.18	Atitude estrutural e deposicional, na parte final da fase de <i>Sin-rift I</i> . .	27
2.19	Aspecto estrutural e deposicional do <i>Sin-rift II</i>	27
2.20	Fase final do <i>Sin-rift II</i> , vendo-se representada a sequência salífera . . .	28
2.21	A bacia evaporítica aptiana	28
2.22	Esquema mostrando a fase final da deposição da série do <i>Pós-rift</i> . . .	29
2.23	Esquema ilustrando a fase de Subsidência Regional	30

2.24	Gráfico densidade <i>vs</i> profundidade	31
2.25	Flutuabilidade (<i>Buoyancy</i>)	31
2.26	Compactação diferencial	32
2.27	Diapiro de sal	32
2.28	Fases de evolução de um diapiro de sal	33
2.29	Linha sísmica com uma estrutura de sal alóctone	33
2.30	Linha sísmica regional do <i>offshore</i> angolano, onde são visíveis estruturas de sal maciço	34
2.31	Linha sísmica com um <i>salt canopy</i>	34
2.32	Linha sísmica com <i>rafts</i>	34
2.33	Tectónica de deslizamento na bacia do Kwanza, Angola, devido a forças extensionais	35
2.34	Interpretação de uma linha sísmica, onde se mostram almofadas de sal, <i>rafts</i> , pré- <i>rafts</i> e falhas de crescimento	36
2.35	Criação de espaço para a tectónica de deslizamento na porção oeste da bacia por meio de cavalgamentos e sequências de anticlinais-sinclinais	36
2.36	Criação de espaço para a tectónica de deslizamento na porção oeste da bacia por deslocamento de sal autóctone	37
2.37	Criação de espaço para a tectónica de deslizamento por geração de crosta oceânica	37
2.38	Esquema de classificação dos vários tipos de fluxos gravitacionais sub-aquosos	40
2.39	Representação esquemática de um corte transversal de uma corrente de turbidez	42
2.40	Estrutura da cabeça e corpo de uma corrente de turbidez ao avançar pelo talude	43
2.41	Modelo para o processo de <i>flow lofting</i> e deposição de hemiturbiditos	44
2.42	Sequência de Bouma	46
2.43	Plano hipotético mostrando a distribuição geográfica dos diferentes níveis de um turbidito típico	47
2.44	Gráfico que mostra o efeito da distância <i>vs</i> diminuição do fluxo sobre o tipo de intervalos da sequência de Bouma que são depositados	47
2.45	Evolução da complexidade dos elementos estruturais presentes numa bacia sedimentar em águas profundas (<i>deep-water</i>)	48
2.46	Elementos arquitectónicos principais dos sistemas em águas profundas	49
2.47	Leque submarino com sedimentos finos e ricos em argilas	51
2.48	Linha sísmica e afloramento onde se vê a base erodida de um canal	52
2.49	Mapa de amplitudes com canais meandriformes	52
2.50	Linha sísmica com um canal com depósitos de dique marginal (<i>levee</i>)	52
2.51	Linha sísmica onde estão interpretados elementos de terceira ordem	53
2.52	Migração dos canais para novas posições	54
2.53	Corte transversal de uma secção de um canal com depósitos do tipo dique marginal	55
2.54	Bloco de sísmica 3D onde foram identificadas várias cicatrizes de deslizamentos	56
2.55	Padrões de circulação global de águas profundas	57

2.56	Massas de água profunda no Atlântico	58
2.57	Modelo para a fácies combinada de contornitos arenosos e argilosos . .	59
3.1	Coluna estratigráfica da Bacia do Baixo Congo	62
3.2	Sequência do Pré-salífero da Bacia do Baixo Congo	63
3.3	Formação Nacanga	63
3.4	Formação Lucula	64
3.5	Formação Erva	64
3.6	Formação Bucomazi	65
3.7	Formação Toca	66
3.8	Formação Vovo	66
3.9	Formação Chela	67
3.10	Sequência Salífera (Formação Loeme)	67
3.11	Sequência Pós-Salífera	68
3.12	Formação Mavuma/Inhuca	69
3.13	Formação Pinda	70
3.14	Formação Iabe	71
3.15	Formação Lândana	72
3.16	Formação Malembo	73
3.17	Formação Cirques	73
3.18	Esquema mostrando os diferentes elementos de um sistema petrolífero .	74
4.1	Canhão de ar comprimido (<i>airgun</i>)	80
4.2	Esquema do mecanismo de um <i>airgun</i>	81
4.3	Pulsar de uma bolha de ar produzida por um canhão de ar	81
4.4	Comparação entre o espectro de frequências de fontes individuais e o espectro de frequências resultante da soma dos espectros dessas fontes .	82
4.5	Esquema com 14 fontes	83
4.6	Disposição de um <i>streamer</i> durante a fase de aquisição de dados	83
4.7	<i>Streamer</i> enrolado numa bobine	84
4.8	Representação esquemática da cobertura numa campanha sísmica	85
4.9	Exemplo de cobertura numa campanha de reflexão sísmica 2D	85
4.10	Exemplo de um diagrama de exploração	86
4.11	Dispositivos do tipo <i>End-on</i>	86
4.12	Aquisição sísmica 3D usando a deriva do <i>streamer</i>	87
4.13	Aquisição marinha de sísmica 3D, utilizando 4 <i>streamers</i> e dois conjuntos de 4 <i>airguns</i>	87
4.14	Representação esquemática de um dispositivo com 4 <i>streamers</i> e duas fontes	88
4.15	Navios sísmicos, durante uma campanha de aquisição	88
4.16	Esquema com a disposição de um <i>OBC</i> - <i>Ocean Bottom Cable</i> durante uma campanha de aquisição	89
4.17	Sismograma onde se podem ver traços com ruído	90
4.18	Aplicação de um <i>notch filter</i> para eliminação dos 50 Hz	91
4.19	Alguns dos filtros que podem ser aplicados a dados sísmicos	92
4.20	Secção antes e depois da desconvolução	92

4.21	Representação gráfica dos <i>CMP</i> 's e a sua localização no diagrama de exploração	94
4.22	Localização do <i>CMP</i> e <i>CDP</i> em camadas horizontais e inclinadas . . .	95
4.23	Geometria <i>NMO</i> para um reflector horizontal em meio homogéneo . . .	95
4.24	Sismograma sintético mostrando uma hipérbole de reflexão	96
4.25	Hipérbole de reflexão antes e depois da correcção de <i>NMO</i>	96
4.26	Secção sísmica mostrando uma secção <i>stacked</i> com um domo salino sem e com correcção de <i>DMO</i>	97
4.27	Secção sísmica mostrando uma secção <i>stacked</i> com uma falha sem e com correcção de <i>DMO</i>	98
4.28	Janelas geradas por um programa <i>standard</i> usado para fazer a Análise de Velocidades	99
4.29	Secções com: migração pós- <i>stack</i> , com sequência <i>NMO-DMO-Stack-Migração pós-stack</i> e secção com migração Pré- <i>stack</i>	100
4.30	Secção com migração pós- <i>stack</i> e secção com migração pré- <i>stack</i>	101
4.31	Geometria das <i>turning waves</i>	101
4.32	Esquema mostrando uma família de <i>CDP</i> 's antes e após o <i>stack</i>	102
4.33	Secção migrada de um sismograma sintético gerado a partir de um modelo geológico simulado	102
5.1	Janela gerada pelo programa <i>SynTool</i> [®] aquando do cálculo do sismograma sintético	105
5.2	Linha sísmica arbitrária mostrando a correlação entre a sísmica e o sismograma sintético	106
5.3	Linha sísmica arbitrária mostrando a correlação da interpretação com o Poço Tatiana-1	106
5.4	Malha inicial 100×100 e malha final 20×20	107
5.5	Erros de interpretação	108
5.6	Terminações de reflexões	109
5.7	Relações entre os estratos e os limites das sequências deposicionais . . .	111
5.8	Exemplo de um horizonte interpolado	112
5.9	Exemplo de um polígono de falhas	112
5.10	Exemplo de contornos	113
5.11	Mapa estrutural de um dos horizontes interpretados	113
5.12	Exemplo de um mapa de amplitude de uma das unidades interpretadas	114
5.13	Exemplo de um mapa de isócronas para uma das unidades interpretadas	115
5.14	Linha sísmica com horizonte de espessura	115
5.15	Mapa estrutural do Fundo do Mar	116
5.16	Fluxograma da metodologia seguida para o estudo da Área Eva	117
5.17	Linha sísmica com os diferentes horizontes interpretados	119
5.18	Mapa estrutural do Fundo do Mar	120
5.19	Mapa de amplitudes do Fundo do Mar	120
5.20	Imagem ampliada da zona NO da área de estudo, onde se pode verificar a presença de <i>pockmarks</i>	121
5.21	Falhas identificadas através do alinhamento dos <i>pockmarks</i>	121

5.22	Mapa de amplitudes do Fundo do Mar com localização de alguns corpos de sal	122
5.23	Linha sísmica onde é evidente o efeito da presença de corpos de sal nas amplitudes	123
5.24	Imagem ampliada da zona SO mostrando <i>ripple marks</i> e a direcção preferencial da corrente	123
5.25	Efeito dos defeitos da sísmica nos mapas de amplitude	124
5.26	Linha sísmica mostrando as zonas de baixa amplitude responsáveis pelos defeitos nos mapas de amplitudes	124
5.27	Mapa estrutural em profundidade do Fundo do Mar	125
5.28	Malha 20×20 do horizonte Topo da Formação 2	126
5.29	Mapa estrutural em tempo do Topo da Formação 2	127
5.30	Mapa de amplitudes da Formação 2	127
5.31	Erros de interpolação no mapa da Base da Formação 2	128
5.32	Mapa estrutural do Topo da Formação 3	129
5.33	Mapa estrutural da Base da Formação 3	129
5.34	Estrutura com fecho em todas as direcções	130
5.35	Mapa de amplitudes da Formação 3	130
5.36	Pormenor do mapa de amplitudes mostrando baixas amplitudes na zona do potencial reservatório	131
5.37	Mapa de espessuras da Formação 3	132
5.38	Pormenor do mapa de espessuras da Formação 3	132
5.39	Mapa estrutural do Topo da Formação 4	133
5.40	Pormenor do mapa estrutural do Topo da Formação 4	133
5.41	Imagem 3D do Topo da Formação-4	134
5.42	Imagem 3D do Topo da Formação-4	134
5.43	Imagem 3D do Topo da Formação-4	134
5.44	Linha sísmica mostrando a zona do potencial reservatório	135
5.45	Mapa de amplitudes da Formação 4	136
5.46	Pormenor do mapa de amplitudes da Formação 4	136
5.47	Mapa de espessuras da Formação 4	137
5.48	Linha sísmica onde se pode ver a segmentação feita ao potencial reservatório	138
5.49	Pormenor do mapa estrutural do Reservatório Potencial 1	139
5.50	Mapa de amplitudes do Reservatório Potencial 1	139
5.51	Pormenor do mapa de amplitude mostrando a zona do Reservatório Potencial 1	140
5.52	Mapa de amplitudes entre o Topo do Reservatório Potencial 1 e 80 ms abaixo	141
5.53	Mapa de amplitude de uma janela de 50 ms abaixo do Topo do Reservatório Potencial 1	141
5.54	Mapa de amplitude entre os 25 e os 50 ms para o Reservatório Potencial 1	142
5.55	Canais interpretados no Reservatório Potencial 1.	143
5.56	Linha sísmica arbitrária onde se evidenciam os canais interpretados . .	144
5.57	Mapa de amplitudes com localização da linha sísmica e canais evidenciados na figura 5.56	145

5.58	Linha sísmica onde se identificam os canais presentes na zona do Potencial Reservatório	146
5.59	Linha sísmica com localização dos <i>flat events</i>	147
5.60	Mapa estrutural do Topo do Reservatório Potencial 2	148
5.61	Mapa de amplitudes do Reservatório Potencial 2	148
5.62	Pormenor do mapa de amplitudes do Reservatório Potencial 2 na zona do potencial reservatório	149
5.63	Mapa estrutural do Topo do Reservatório Potencial 3	150
5.64	Pormenor do mapa de amplitude do Reservatório Potencial 3	150
5.65	Linha sísmica mostrando a localização da rocha selante	151
5.66	Mapa estrutural do Topo da rocha selante	152
5.67	Imagem 3D da Rocha Selante e do Reservatório Potencial 1	152
5.68	Imagem 3D da Rocha Selante e do Reservatório Potencial 1	153
5.69	Mapa de amplitudes da rocha selante	153
5.70	Pormenor do mapa de amplitudes da rocha selante mostrando a zona do potencial reservatório	154
5.71	Mapa de espessuras da rocha selante	154
5.72	Pormenor do mapa de espessuras da rocha selante	155
5.73	Mapa estrutural do Topo da Formação 5	156
5.74	Mapa de amplitudes da Formação 5	156
5.75	Linha sísmica mostrando o carácter sísmico da Formação 5	157
5.76	Mapa estrutural do Topo do Sal autóctone	158
5.77	Mapa estrutural da Base do Sal autóctone	158
5.78	Mapa de espessuras do Sal autóctone	159
5.79	Imagem 3D do Topo do Sal	159
5.80	Linha sísmica onde se evidenciam almofadas de sal	160
5.81	Linha sísmica com estrutura de sal alóctone	161
5.82	Linha sísmica onde se mostra a dificuldade de identificar o limite inferior dos corpos de sal alóctone	162
5.83	Linha sísmica mostrando a dificuldade de interpretar a geologia por debaixo dos corpos de sal alóctone	163
5.84	Linha sísmica com possíveis diapiros	164
5.85	Esquema simplificado do sistema petrolífero da Área Eva	165
5.86	Linha sísmica composta onde se mostra a correspondência entre o poço Tatiana 1 e a Área Eva	166
5.87	Modelo de velocidade calculado para a conversão tempo–profundidade .	167
5.88	Modelo de velocidades com a localização dos poço usados para o seu calculo	168
5.89	Modelo de velocidades com projecção de alguns dos horizontes interpretados em tempo	168
5.90	Comparação entre os mapas estruturais do Topo do Sal em tempo e em profundidade	169
5.91	Linha sísmica em profundidade com os horizontes projectados para verificação de qualidade da conversão tempo–profundidade	170
5.92	Limites estruturais da Área 1 e respectivo conteúdo em amplitudes . .	172
5.93	Espessuras na Área 1	172

5.94	Limites estruturais da Área 2 e respectivo conteúdo em amplitudes . . .	173
5.95	Espessuras na Área 2	173
5.96	Limites estruturais da Área 3 e respectivo conteúdo em amplitudes . . .	174
5.97	Espessuras na Área 3	174
5.98	Limites estruturais da Área 4 e respectivo conteúdo em amplitudes . . .	175
5.99	Espessuras na Área 4	175
5.100	Mapa estrutural com as áreas para o Reservatório Potencial 1	176
5.101	Mapa de amplitudes com as áreas para o Reservatório Potencial 1	176
5.102	Mapa de espessuras com as áreas para o Reservatório Potencial 1	176
5.103	Limites estruturais da Área 5 e respectivo conteúdo em amplitudes . . .	177
5.104	Espessuras na Área 5	177
5.105	Localização do poço Alice em relação aos mapa de espessura do Reservatório Potencial 1 e Reservatório Potencial 2	180
5.106	Localização do poço Alice em relação aos mapa de amplitudes do Reservatório Potencial 1 e Reservatório Potencial 2	181
5.107	Localização do poço Alice em relação aos mapa de espessura do Reservatório Potencial 1 e Reservatório Potencial 2	181
5.108	Linha sísmica com localização do poço Alice	182

Lista de Tabelas

5.1	Resultados do cálculo do <i>STOOIP</i> para a Área 1	172
5.2	Resultados do cálculo do <i>STOOIP</i> para a Área 2	173
5.3	Resultados do cálculo do <i>STOOIP</i> para a Área 3	174
5.4	Resultados do cálculo do <i>STOOIP</i> para a Área 4	175
5.5	Resumo dos resultados do <i>STOOIP</i> para o Reservatório Potencial 1 . .	177
5.6	Resultados do cálculo do <i>STOOIP</i> para a Área 5	178
5.7	Resumo dos resultados do <i>STOOIP</i> para o Reservatório Potencial 2 . .	178
5.8	Resumo dos resultados combinado do <i>STOOIP</i> para os Reservatórios Potenciais	178
5.9	Análise de risco	179

Capítulo 1

Introdução

1.1 Natureza e Âmbito do Trabalho

A presente tese é resultado de um estágio que teve a duração de seis meses na empresa petrolífera Angolana Sonangol. Este estágio insere-se no âmbito da disciplina de Dissertação/Projecto/Estágio do Mestrado em Engenharia Geológica (modelo de Bolonha) na área dos Recursos, da Universidade de Aveiro. O estágio foi realizado em Angola, na Direcção de Exploração da Sonangol, mais concretamente no Departamento de Interpretação. Teve uma componente académica e outra profissional, uma vez que para além dos estudos a nível científico teve, também, uma componente prática com uma integração nos trabalhos da empresa, dando assim uma visão daquilo que é o dia-a-dia de um engenheiro geólogo na indústria petrolífera.

1.2 Objectivos

Este estágio teve como objectivo a familiarização com as várias etapas de um estudo de potencial em hidrocarbonetos, de uma área em águas ultra profundas de Angola. Os objectivos específicos foram: a interpretação dos principais horizontes em dados reais de sísmica 3D, a geração de mapas, a conversão tempo-profundidade, a análise de armadilhas, a análise de indicadores de hidrocarbonetos, a análise de risco, o cálculo de reservas e finalmente a apresentação de uma proposta de localização de um poço de pesquisa.

1.3 Estrutura da Tese

No primeiro capítulo deste trabalho apresenta-se um resumo da estrutura desta tese. Refere-se a natureza e âmbito deste trabalho, os seus objectivos e apresenta-se uma breve história da indústria petrolífera em Angola.

No segundo capítulo descreve-se a evolução tectónica da margem continental Oeste-Africana, com especial ênfase para a evolução tectónica da Bacia do Baixo Congo. Segue-se um resumo sobre tectónica salífera, com uma descrição das principais estruturas de sal que se podem encontrar nas bacias angolanas. Por último, descrevem-se

os mecanismos de transporte e deposição em mar profundo, com especial atenção para as correntes de turbidez e respectivos depósitos (turbiditos).

No capítulo três faz-se uma descrição da estratigrafia da Bacia do Baixo Congo e dos seus sistemas petrolíferos principais.

No capítulo quatro faz-se referência à reflexão sísmica como um dos principais métodos de pesquisa na indústria petrolífera, com uma breve descrição dos métodos de aquisição no *offshore* e processamento dos dados adquiridos.

No capítulo cinco descreve-se a metodologia usada, com breve referência às técnicas de interpretação utilizadas e apresenta-se o estudo quantitativo e qualitativo das várias formações interpretadas. Descreve-se o sistema petrolífero da área de estudo, e apresenta-se o cálculo de volumes e do *STOOIP* para os reservatórios definidos, assim como a análise de risco, uma proposta de um poço de pesquisa.

No capítulo seis apresentam-se as conclusões.

1.4 Breve História da Indústria Petrolífera em Angola

A história da exploração de hidrocarbonetos em Angola começa em 1899 no Ambrizete. Neste ano, A. J. Simões de Almeida, depois de uma visita a Angola, contacta em Luanda o geólogo Frederick Heinssen. Depois de alguns estudos geológicos, são perfurados, ainda em 1899, alguns poços. Apesar disto, considera-se 1914 a data do início da exploração, com a primeira fase de pesquisa de hidrocarbonetos em Angola (Brandão, 1998).

A primeira fase da história da indústria petrolífera em Angola teve início com o primeiro contrato de pesquisa entre o então Governo-Geral de Angola e a firma Canha e Formigal, que foi celebrado em 1910, contemplando uma área de 114000 km². Esta área era limitada a Norte pela margem esquerda do Rio Zaire e pelo paralelo 6 ° 00' S, a Este pelo meridiano 15 ° 00' E, a Sul pelo paralelo 15 ° 00' S, e a Oeste pelo Oceano Atlântico (figura 1.1) (Stark *et al.*, 1991).

Em 1914, iniciam-se os trabalhos de pesquisa tendo como operadora a Companhia de Pesquisas Mineiras de Angola (P.E.M.A). Até 1922 foram furados 14 poços, perfazendo um total de 5303 m. O primeiro poço de pesquisa foi designado Dande-1 e foi iniciado a 25 de Março de 1915, tendo atingido uma profundidade de 602 m. Não foram feitas descobertas significativas, apenas alguns indícios da presença de óleo (Stark *et al.*, 1991). Este poço foi perfurado numa área vizinha dos restantes poços perfurados na região da Barra do Dande, dos quais (e a título histórico) se ilustra o poço Dande-4 (figuras 1.2 e 1.3), foto retirada dos arquivos pessoais de M. Brandão (2008).

Em 1919 foi criada a Companhia de Petróleos de Angola (C.O.P.A.), aliando-se à companhia Norte Americana *Sinclair Consolidated Oil Cooperation*, para pesquisa e exploração numa área limitada a Norte pela margem esquerda do Rio Zaire e pelo paralelo 6 ° 00' S, a Este pelo meridiano 15 ° 00' E, a Sul pelo traçado do Caminho de Ferro de Benguela (CFB) e a Oeste pelo Oceano Atlântico (figura 1.1). Os trabalhos foram iniciados em 1921, sob a direcção do geólogo Chester Washburne. Foram furados, 21 poços entre 1922 e 1933 não tendo sido feita qualquer descoberta (Brandão, 1998).

Durante trabalhos de reconhecimento em Ponta Quissonde (Porto Amboim), Chester

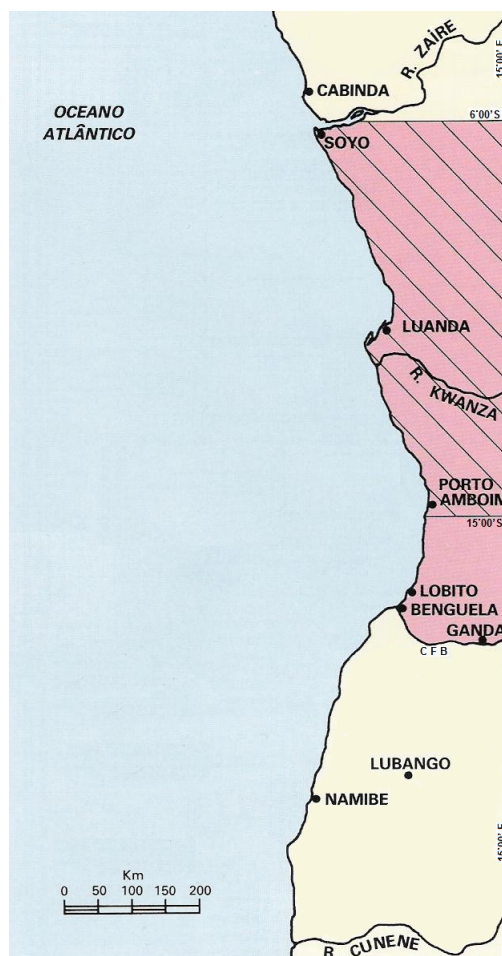


Figura 1.1: Concessões de: 1910 (hachurada), 1922 (sólida) (Stark *et al.*, 1991).

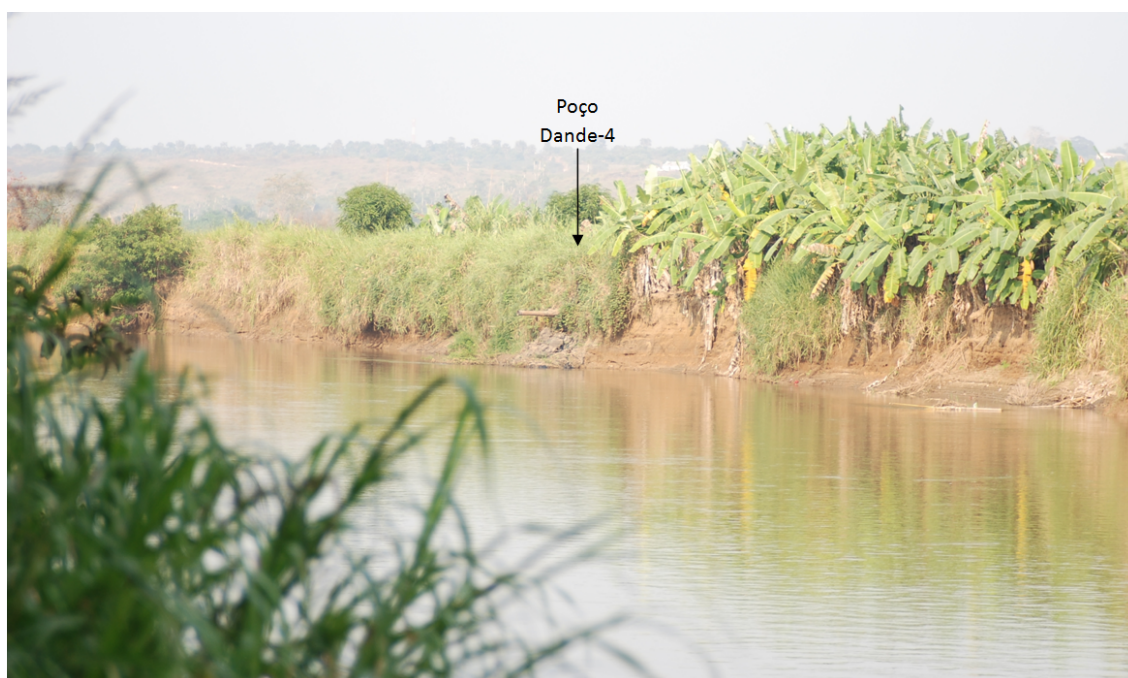


Figura 1.2: Localização do poço Dande-4, foto gentilmente cedida pelo Dr. Mário Brandão.



Figura 1.3: Cabeça do poço Dande-4. O poço ainda se encontra a verter óleo, bem como a libertar gás como se pode ver pelas bolhas de gás à superfície do óleo, foto gentilmente cedida pelo Dr. Mário Brandão.

Washburne encontra importantes indícios asfálticos e tenta verificar rumores da época que reportavam indícios de petróleo no mar, a cerca de 10 km a Sudeste de “Benguella Velha”, actual cidade de Porto Amboim. Para tal, mandou furar um poço na parte estrutural mais elevada do anticlinal de “Benguella Velha”, na Praia Pequena. Este poço foi perfurado em 1916, tendo sido atingidos os 786 m de profundidade, não revelando indícios importantes, a não ser um forte odor a óleo em calcários aos 473 m. Foi efectuada uma outra tentativa a cerca de 1 km mais a Sul, cuja sondagem não foi contudo concluída, por razões técnicas. Entre 1922 e 1928 foram perfurados 18 poços, perfazendo 12311 m, e entre 1931 e 1933 mais três poços, acrescentando mais 3302 m. Embora os resultados a nível de descobertas económicas tenham sido negativos, os trabalhos dos geólogos da *Sinclair* geraram um importante volume de conhecimento geológico. O contrato de concessão foi dado como terminado em 1932.

Com a saída da *Sinclair* de Angola termina a primeira fase de actividade de pesquisa de hidrocarbonetos (Brandão, 1998).

A segunda fase inicia-se em 1952 depois do final da Segunda Grande Guerra. No ano de 1953 uma nova concessão é outorgada à Companhia de Combustíveis do Lobito (Purfin), uma subsidiária da Petrofina, à qual é atribuída uma concessão para pesquisa de hidrocarbonetos. Esta concessão tinha uma área de 56320 km², divididos em 12950 km² e 13850 km² em áreas marítimas da bacia do Congo e Kwanza, respectivamente, sendo os restantes 29520 km² integrados em zonas terrestres dessas bacias (figura 1.4) (Stark *et al.*, 1991).

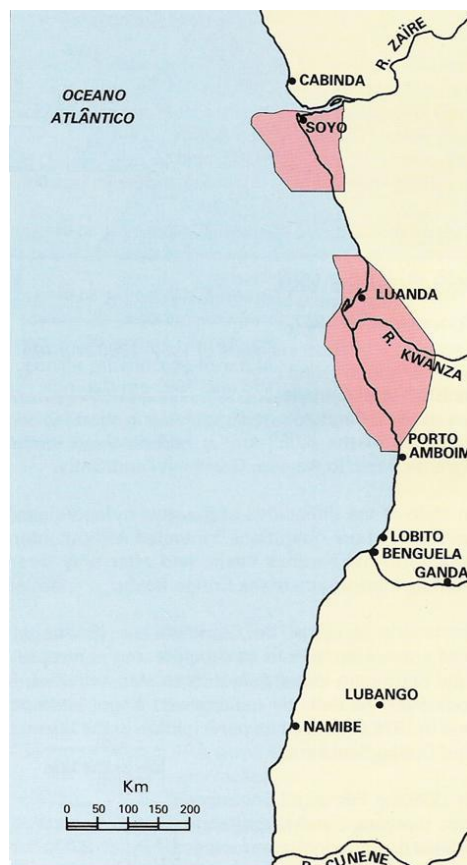


Figura 1.4: Concessões de 1953 (■) (Stark *et al.*, 1991).

O primeiro poço de pesquisa é perfurado na região da Praia de Santiago, a cerca de 25 km a Norte de Luanda, em 1953, com a designação de Santiago-1. Nesse mesmo ano é criada a Companhia de Petróleos de Angola-Petrangol, entidade para a qual deviam ser transferidos os direitos e obrigações da Purfina, logo que fosse declarada uma descoberta comercial (Brandão, 1998).

No território de Cabinda inicia-se a pesquisa petrolífera em 1955, pela *Cabinda Gulf Oil Company* numa área de 7334 km², abrangendo área terrestre e marítima (Brandão, 1998), (figura 1.6). Segundo Stark *et al.* (1991), o início da pesquisa petrolífera em Cabinda foi em 1957.

Em 1955 é descoberto, pela Companhia de Combustíveis do Lobito, o Campo de Benfica, em 1957 o Campo de Luanda e em Junho de 1961 o Campo de Tobias, todos na bacia do Kwanza (Stark *et al.*, 1991).

Em 1962 a *Cabinda Gulf Oil Company* leva a cabo a primeira pesquisa sísmica marinha (Stark *et al.*, 1991).

Em 1966 é assinado um novo contrato com a *Cabinda Gulf Oil Company* alargando a concessão da plataforma continental no território de Cabinda, que era limitada à curva batimétrica dos 30 m, passando para a curva batimétrica dos 200 m, aumentando a área para 10116 km² (figura 1.6). Esta concessão foi denominada Bloco 0. Nesse mesmo ano, a Petrangol e a Sociedade Portuguesa de Combustíveis-Angol associam-se, permitindo o acesso à pesquisa de hidrocarbonetos em áreas terrestres da Bacia do Kwanza, em áreas marítimas da Bacia do Congo localizadas a Oeste da concessão da Petrangol e a

uma área marítima ao largo da Vila de Ambriz, perfazendo todas as concessões uma área de 28737 km². Esta associação descobre o Campo da Cabeça da Cobra, em 1968, na Bacia do Congo (Brandão, 1998).

Em 1968 é assinado um acordo para a pesquisa de hidrocarbonetos na plataforma continental da Bacia do Congo entre a Total e a Angol. A concessão estendia-se até à Vila de Ambriz abrangendo também a porção terrestre da bacia (Stark *et al.*, 1991).

Dois poços, Sangano-1 e Praia-1, são pela primeira vez perfurados no domínio marítimo da Bacia do Kwanza (Brandão, 1998).

Em 1970 a área da concessão foi reduzida para 19133 Km² devido ao abandono de algumas áreas. São cedidos cerca de 50% dos 6053 Km² da concessão da Bacia do Kwanza às companhias *Amoco*, *Occidental* e *Getty Oil*, em 1973 (figura 1.5) (Stark *et al.*, 1991).

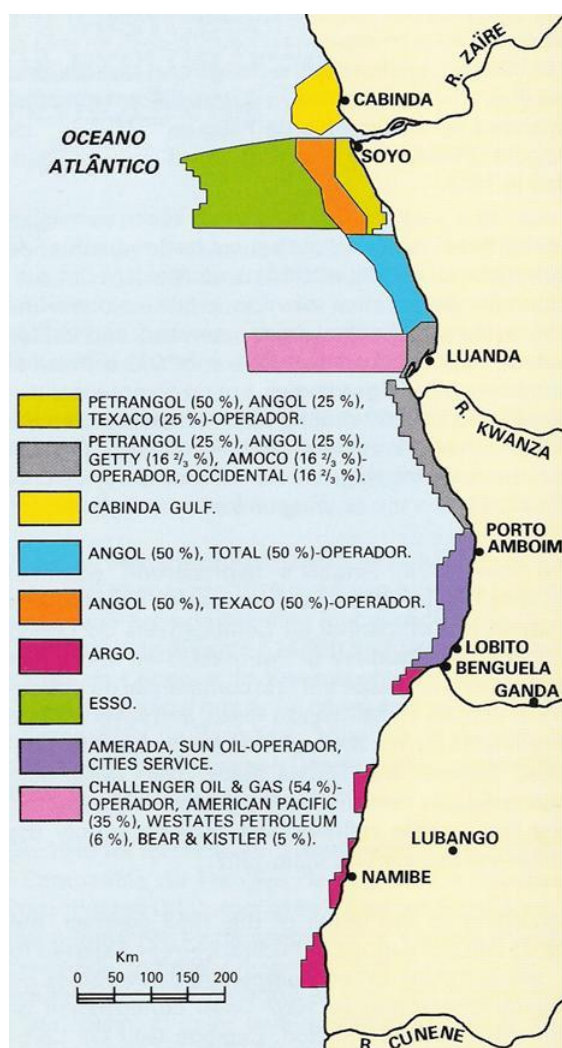


Figura 1.5: Concessões em 1975 (Stark *et al.*, 1991).

Em 1972, a *Cabinda Gulf Oil Co.* liberta a área terrestre da concessão, no território de Cabinda, onde haviam sido perfurados 86 poços. Na concessão apenas permanecem 12 km² da parte terrestre, naquilo que ficou a base de operações da companhia (figura 1.6) (Brandão, 1998).

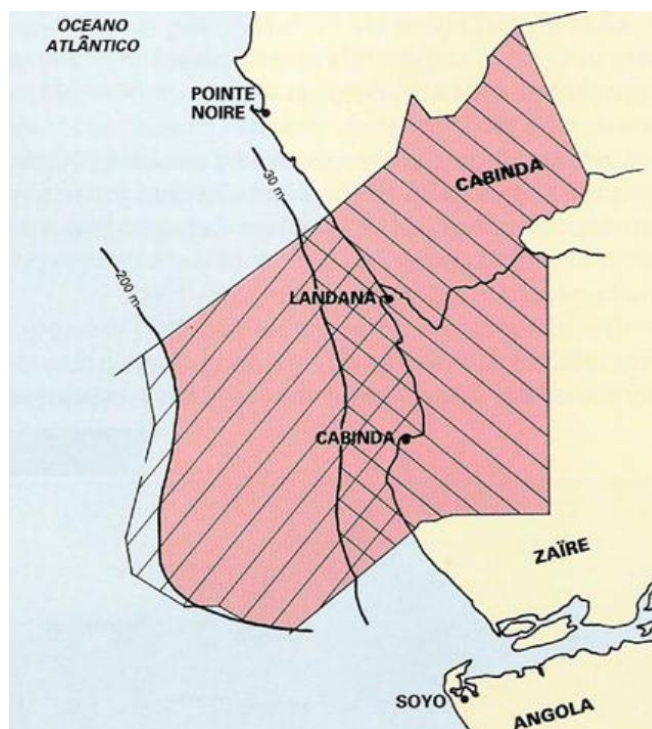


Figura 1.6: Concessões de 1957 (diagonal); concessões de 1966 (sólido); concessões de 1972 (hachurado) (Stark *et al.*, 1991).

Em 1973 a companhia *Argo Petroleum Portuguesa* efectua algumas sondagens (furos estratigráficos) na região de Benguela (Brandão, 1998).

A terceira fase da história da indústria petrolífera em Angola teve início em 1976 com a criação da Sociedade Nacional de Combustíveis de Angola - Sonangol, com a responsabilidade de controlar e coordenar a actividade do sector. Nesse mesmo ano procedeu-se à divisão do domínio marítimo em treze blocos (figura 1.7) excluindo o Bloco 0 que já tinha sido definido anteriormente e que pertencia à *Cabinda Oil* desde 1966 (Brandão, 1998).

Em 1979 são abandonadas as áreas marítimas da Bacia do Congo pela associação Petrangol-Angol. Mais tarde, em 1982, a Companhia de Petróleos de Angola-Petrangol muda a sua designação social para Fina Petróleos de Angola (Brandão, 1998).

Na década de 60 e 70 foram efectuadas várias campanhas geológicas na Bacia do Namibe e sub-bacia de Benguela pelas Brigadas de Geologia do então Serviço de Geologia e Minas de Angola (Brandão, 1998).

A concessão no território de Cabinda, que tinha sido libertada em 1972, foi posteriormente reorganizada em três domínios (Norte, Central e Sul) e em 1986, os cerca de 5259 km² da concessão marítima foram divididos nas áreas A, B e C (figura 1.8) (Brandão, 1998).

A década de 80 foi ainda fértil em eventos relacionados com a negociação das áreas atribuídas, que entretanto foram libertadas pelos operadores, quer por abandono devido à falta de descobertas comerciais, quer por término da concessão (Brandão, 1998).

No ano de 1991, Angola entra para a lista dos países interessados em explorar os recursos naturais para além da plataforma continental. Nesse mesmo ano, devido a uma



Figura 1.7: Blocos 1 a 13 (adaptado de Stark *et al.*, 1991).

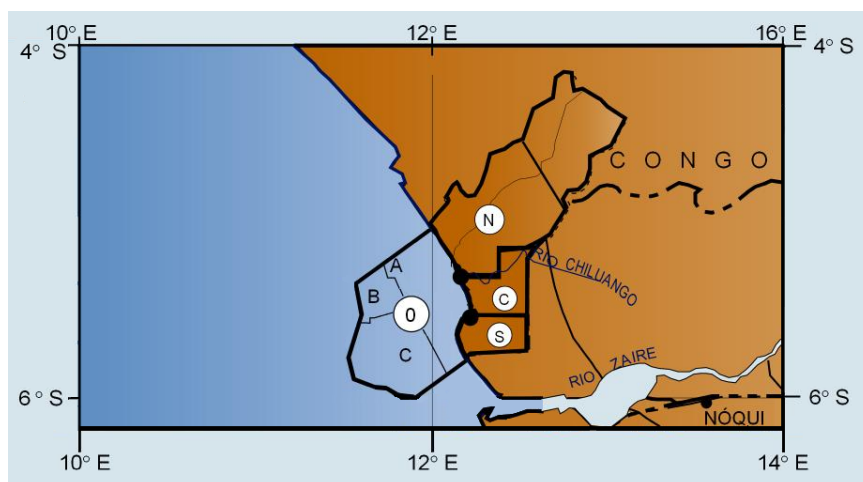


Figura 1.8: Reorganização das concessões no território de Cabinda em três domínios: Norte, Central, e Sul, e nas áreas A, B e C no *offshore* (adaptado de Sonangol/GAD, s/data).

conjuntura internacional favorável, a Sonangol procede à divisão do domínio de águas profundas (zona compreendida entre as curvas batimétricas dos 200 e dos 1500 m) em 17 novos blocos, numerados de 14 a 30 (figura 1.9), aumentando a área explorável para 83400 km² (Brandão, 1998).

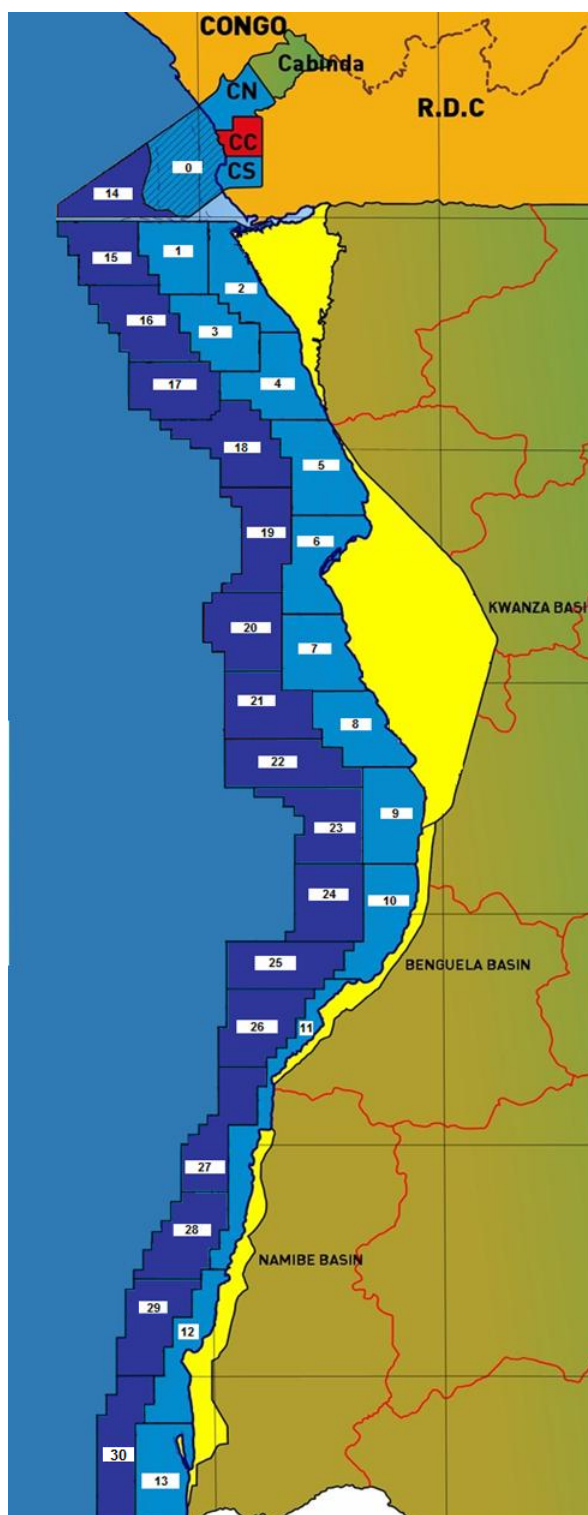


Figura 1.9: Localização dos 17 novos blocos (■) (adaptado de www.sonangol-usa.com).

O domínio de águas profundas (*deep-water*) foi bastante prolífico em descobertas comerciais. De seguida, destacam-se apenas as mais significativas (Brandão, 1998):

- No Bloco 14, o mais setentrional, destaca-se o poço D-14-1X, por ter sido onde se efectuou a primeira descoberta importante na área. As outras sondagens realizadas nesta área revelaram-se também descobertas comerciais. Mais tarde delineou-se um novo campo petrolífero, abrangendo todas estas poços, denominado Campo Kuito.
- No Bloco 15 temos os poços Kissange-1, Marimba-1, Hungo-1 e Puita-1. Na generalidade, as sondagens realizadas revelaram importantes descobertas comerciais.
- No Bloco 16 perfuraram-se os poços Cunene-1, Bengo-1, Bengo-2, Longo-1, Queve-1, Lucula-1, Cubango-1 e M'bridge-1, tendo sido efectuadas algumas descobertas interessantes; no entanto, não se revelaram tão importantes como as descobertas efectuadas nos outros blocos.
- No Bloco 17 a então *Elf Aquitaine* (hoje Total) furou vários poços que culminaram na delineação de vários campos importantes, como o Girassol, Dália e Rosa.

As descobertas até então efectuadas, tendo em conta as reservas estimadas, elevaram a produção de cerca de 750.000 bpd¹ para próximo de 1.200.000 bpd prevista para 2005.

Em 1992 devido à escalada do conflito armado que levou à ocupação da vila do Soyo, vila onde estava instalada a principal base de operações das companhias petrolíferas que operavam no país, estas foram forçadas a abandonar o local. A produção ficou interrompida até meados de 1996, nos campos terrestres da Bacia do Baixo Congo (Brandão, 1998).

Entre 1997 e 1998 foram delimitados novos blocos, agora no domínio de águas ultra profundas (localizado entre as curvas batimétricas dos 1500 e dos 2500 m). Os novos blocos, numerados de 31 a 34, estão exclusivamente localizados na Bacia do Baixo Congo e foram colocados a concurso internacional em Maio de 1998 (figura 1.10), (Brandão, 1998).

No final de 1999 entrou em funcionamento a primeira unidade *FPSO* (*Floating Production, Storage and Offloading*). Este navio foi usado no projecto Kuito do Bloco 14. Desde 2003, a maior plataforma deste tipo opera no projecto Kizomba-A, no bloco 15. Outros projectos nos Blocos 17 e 18 fazem também uso deste tipo de plataformas (Sonangol, 2005).

Entre 1990 e 2005 foram perfurados em Angola mais de 200 poços (incluído poços de pesquisa e avaliação). No início de 2000 havia um total de 29 blocos sob licença, localizados tanto em terra como no mar, havendo 30 companhias instaladas no país, das quais 14 eram operadoras (Sonangol, 2005).

A 1 de Janeiro de 2007 Angola é aceite como membro de pleno direito da *Organization of Petroleum Exporting Countries (OPEC)*, passando a pertencer ao grupo restrito de países que controla o preço desta matéria prima, tornando-se o segundo país da África Sub-Sahariana a pertencer a esta organização (www.theoil Drum.com).

Em 2007 foram definidos novos blocos numerados de 35 a 50. Os blocos numerados de 41 a 50 encontram-se para além da curva batimétrica dos 2500 m (figura 1.11).

¹Barris de petróleo por dia.

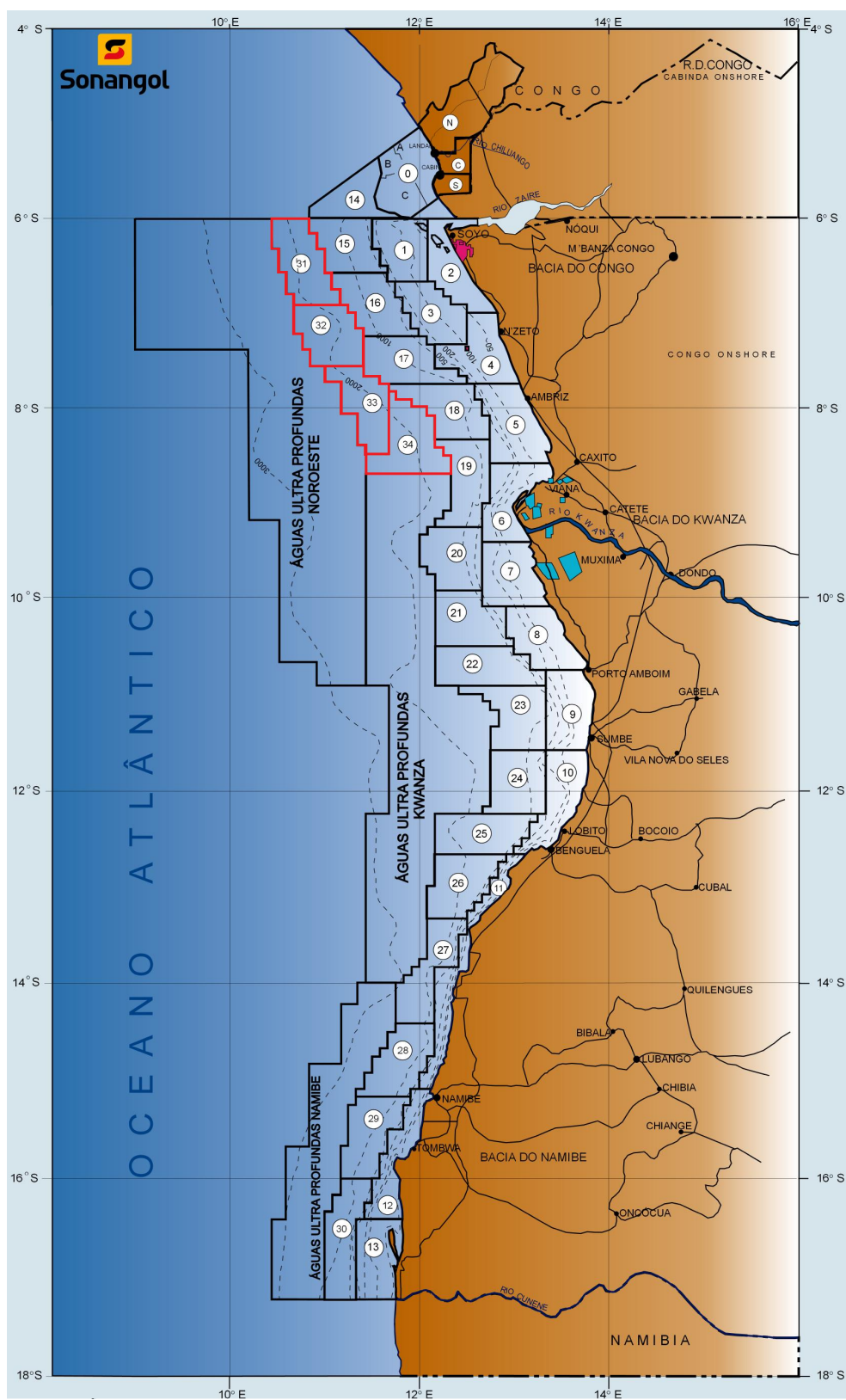


Figura 1.10: Localização dos blocos 31 a 34 (Sonangol/GAD, s/data).

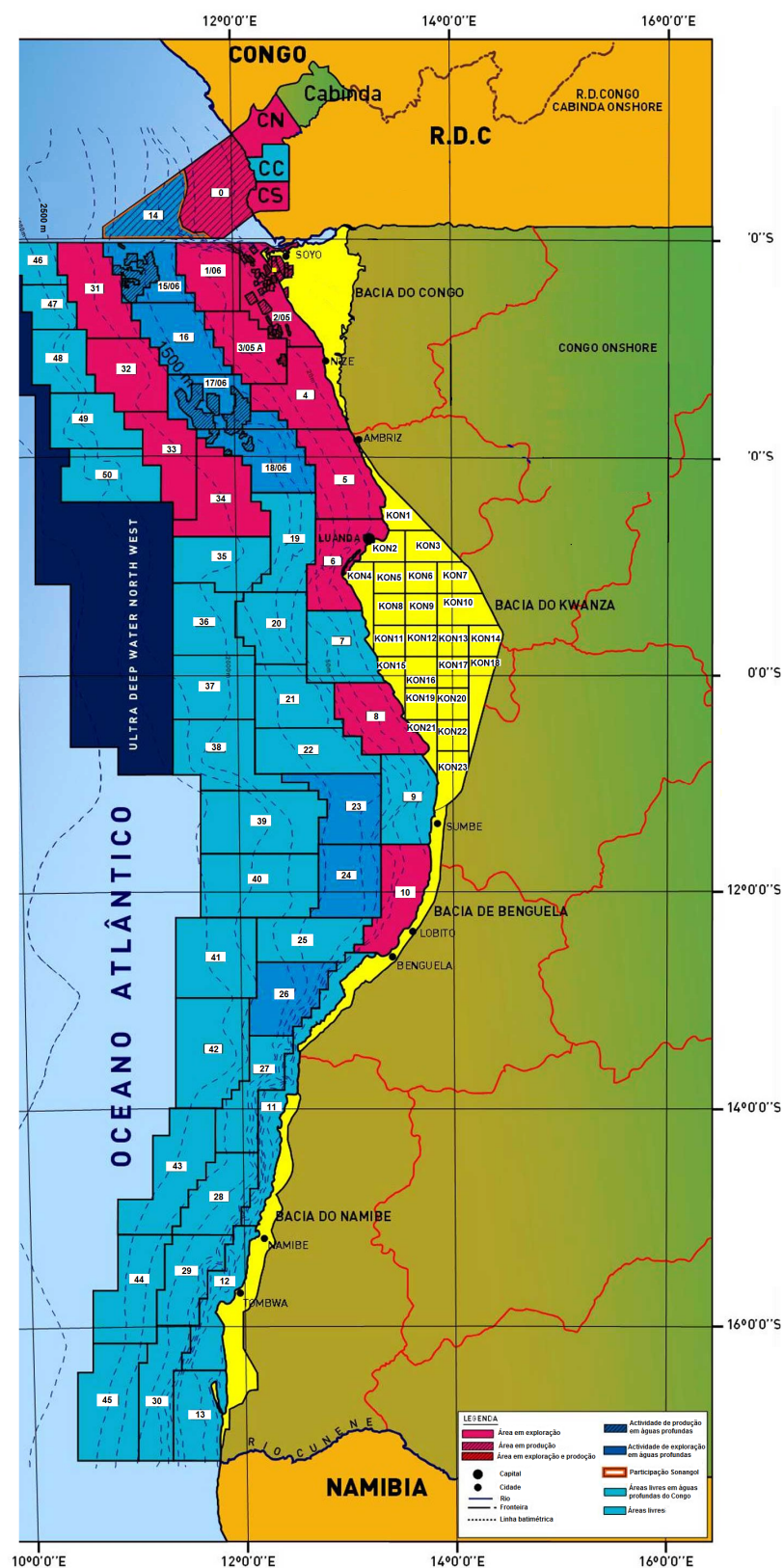


Figura 1.11: Localização dos blocos 35 a 50 (Sonangol/GAD, 2007).

A 13 de Dezembro de 2007 abriu o período de licitação para novos blocos em águas ultra profundas e no *onshore*, nomeadamente o Bloco Central em Cabinda, e os blocos KON11 e KON12 na bacia do Kwanza; no *offshore* foram abertos para licitação os blocos 9, 19, 20, 21, 46, 47 e 48 (www.sonangol.co.ao).

Actualmente a produção situa-se em cerca de 2.000.000 bpd.

Capítulo 2

A Margem Continental Oeste-Africana

Angola situa-se na costa ocidental de África. Faz fronteira com a Namíbia a Sul, com o Congo e com a Republica Democrática do Congo a Norte e com a Zâmbia a Oriente. Em Angola podemos encontrar uma faixa costeira árida, que se estende desde a Namíbia até Luanda, um planalto interior húmido, uma savana seca no interior Sul e Sueste e floresta tropical no Norte e em Cabinda.

2.1 Génese e Evolução Tectónica da Margem Continental Oeste-Africana

As bacias marginais angolanas inserem-se num grupo maior de bacias, chamado de Bacias do Grupo Equatorial. Ocupam uma área de aproximadamente 300.000 km², tomando em consideração as áreas imersas limitadas pela curva batimétrica dos 2000 m.

A evolução tectónica, geológica e sedimentar destas bacias durante as Eras Mesozóica e Cenozóica resultou dos eventos tectónicos que levaram à fractura do Super-contidente Gondwana, durante um episódio de *rifting* que levou à formação do Oceano Atlântico Sul (Stark *et al.*, 1991; Brandão, 1998).

A abertura do Oceano Atlântico não foi um acontecimento síncrono em toda a sua extensão actual, tendo-se efectuado em três fases principais (w3.ualg.pt):

Numa primeira fase, que teve o seu início no Jurássico médio (há cerca de 180 milhões de anos), deu-se a separação entre a Laurásia, a Norte, e o Gondwana, a Sul, formando-se o Atlântico Central, devido ao movimento de rotação, no sentido dos ponteiros do relógio, da Laurásia. Também nesta fase se formou o Golfo do México, por afastamento entre a América do Norte e a América do Sul (w3.ualg.pt), (figuras 2.1 e 2.2).

A separação entre as duas placas iniciou-se a Sul, progredindo para Norte, daí a maior largura do Atlântico Sul na sua porção mais meridional. Durante o Cretácico deu-se outro importante episódio de *rifting* que provocou a divisão da Laurásia, dando-se a separação entre a América do Norte e a Europa e o início da formação do Atlântico Norte (w3.ualg.pt) (figuras 2.3 e 2.4).

A segunda fase inicia-se no Cretácico inferior (há cerca de 140 milhões de anos). No Gondwana, a separação entre as placas da América do Sul e Africa deu origem ao Atlântico Sul.

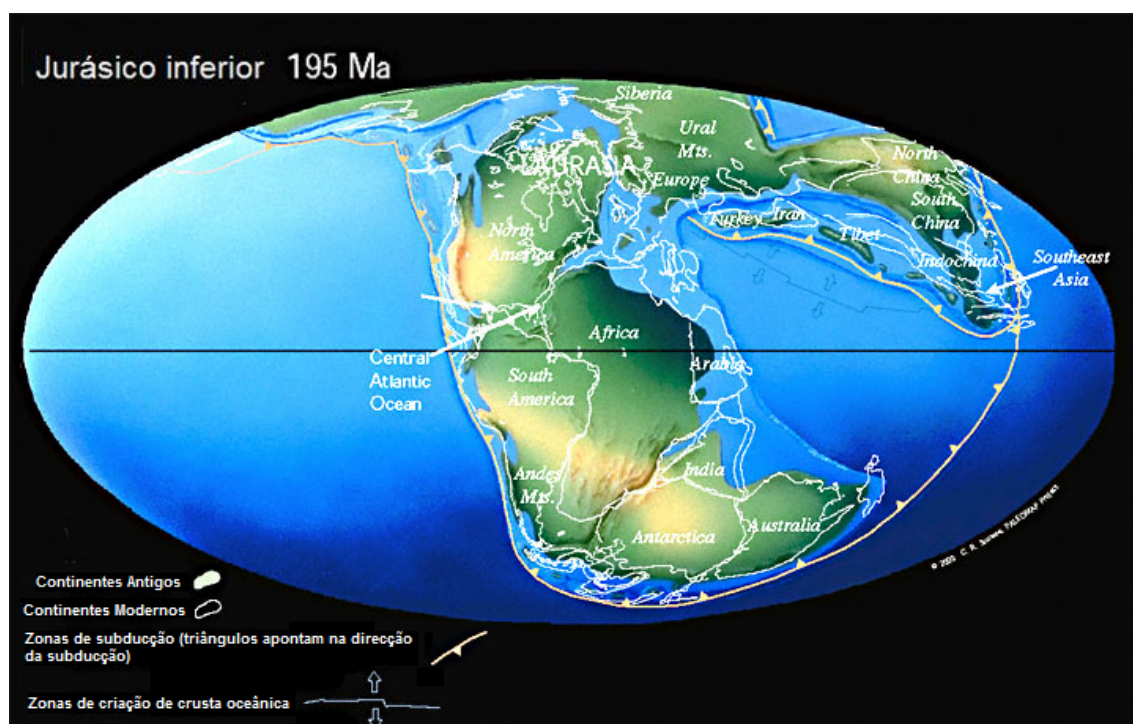


Figura 2.1: Reconstituição paleogeográfica do Jurássico inferior (www.scotese.com).

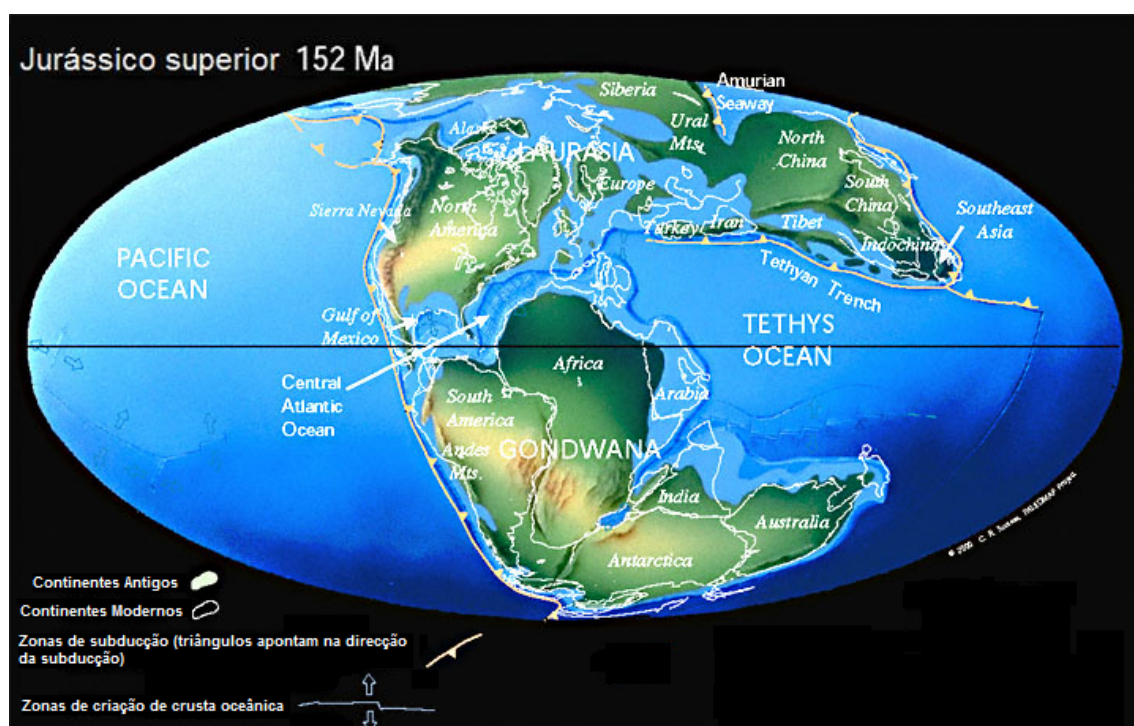


Figura 2.2: Reconstituição paleogeográfica do Jurássico superior (www.scotese.com).

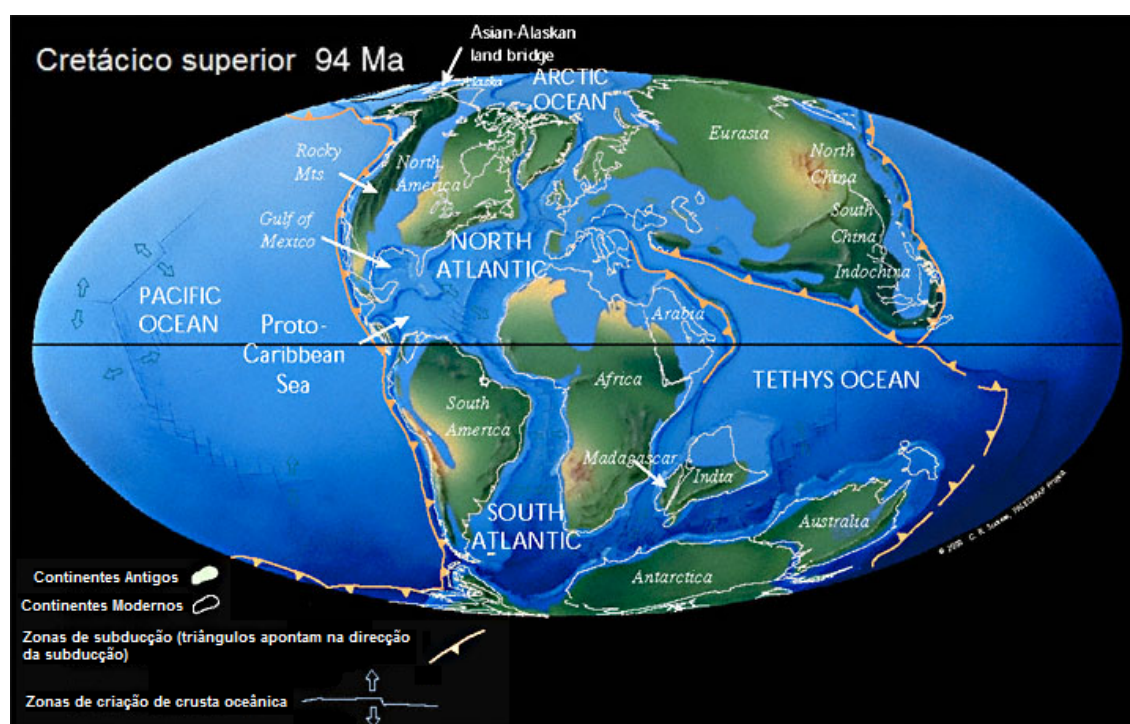


Figura 2.3: Reconstituição paleogeográfica do Cretácico superior (www.scotese.com).

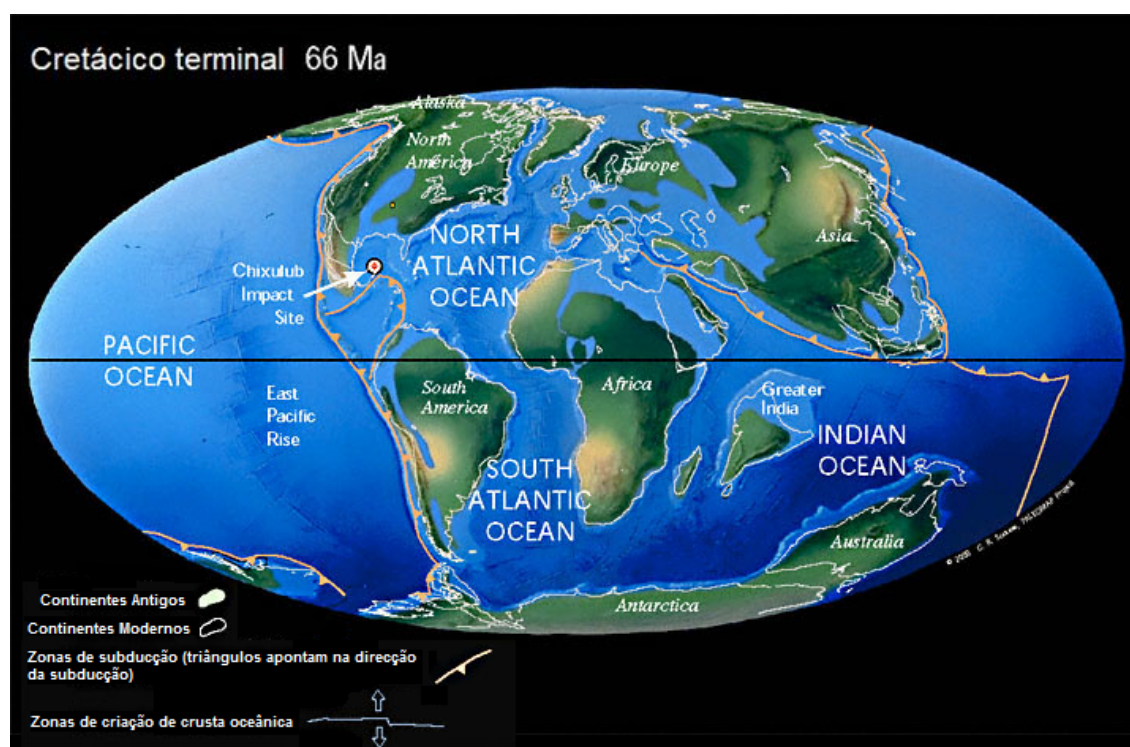


Figura 2.4: Reconstituição paleogeográfica do Cretácico terminal (www.scotese.com).

A terceira e última fase deu-se no Cenozóico, com a separação entre a América do Norte e a Gronelândia da Europa e consequente formação do Atlântico Norte, que já se tinha iniciado no final da fase anterior (w3.ualg.pt) (figura 2.5).

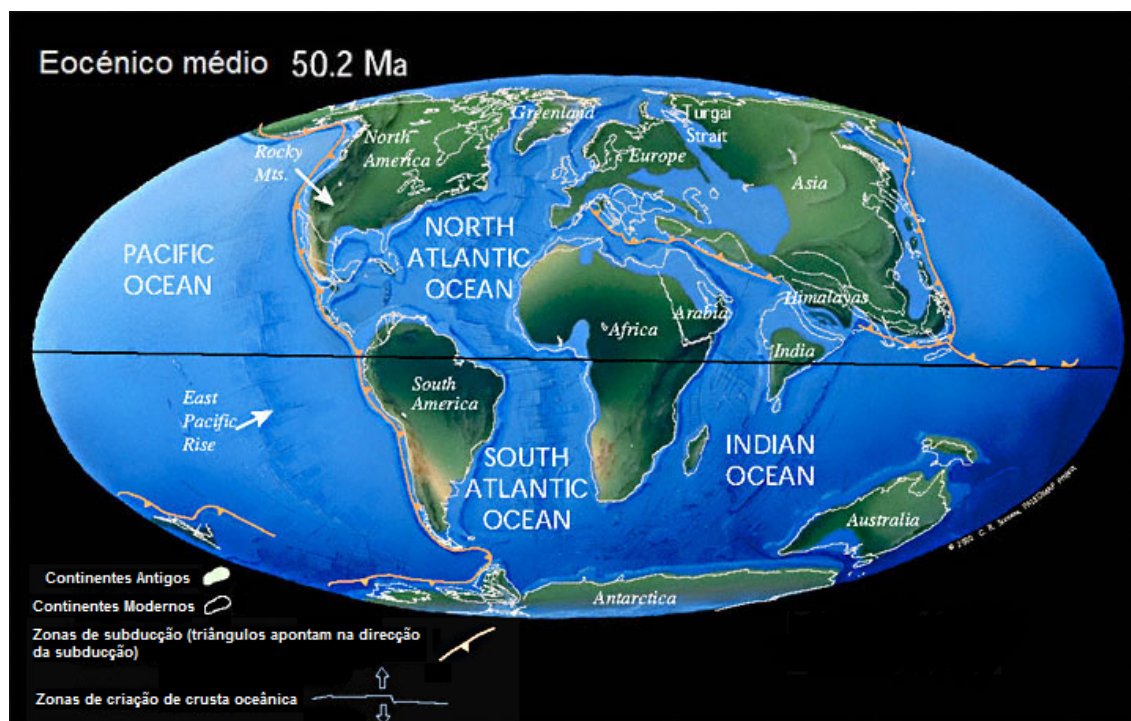


Figura 2.5: Reconstituição paleogeográfica do Eocénico médio (www.scotese.com).

Como se pode verificar, a abertura do Oceano Atlântico Sul não se deu ao mesmo tempo. A separação das duas placas iniciou-se a Sul progredindo para Norte.

A separação terá sido precedida por um movimento rotacional dextro da América do Sul em relação à África, segundo um pólo de rotação localizado aos 17.9° N e 9.61° W (Sibuet, 1978, *in* Brandão, 1998), (figura 2.6). A separação Este-Oeste ter-se-ia iniciado logo a seguir, como consequência desse movimento (Tarlin, 1971, *in* Brandão, 1998), a partir do deslocamento principal da crista de expansão Sul-Norte, cuja fricção teve início na parte oriental da América do Sul/Sudeste de África, onde uma falha transformante de cerca de 1300 km operava ao longo da região setentrional do Planalto das Falkland (Reyment, 1987, *in* Brandão, 1998) (figura 2.7).

Devido à abertura discordante do Atlântico Central e Sul referida anteriormente, dá-se uma colisão entre as placas sul-americana e africana numa zona de junção tripla, situada a Sudeste da Nigéria. O ramo meridional desenvolveu-se como sistema de fraccionamento do Atlântico Sul, o ocidental numa série de falhas transformantes e o oriental desenvolveu-se para Nordeste, tendo dado origem à Fossa de Benue (Brandão, 1998).

Grandes vales de *rift* formaram-se entre o Jurássico terminal e o Barremiano, que posteriormente foram preenchidos por espessas sequências de sedimentos continentais (Brandão, 1998). Ver secções 2.2.1-Pré-*rift* e 3.1.1.

O proto-Oceano Atlântico já se encontrava formado na parte meridional, estando a proto-Bacia Angola-Brasil fechada e isolada da Bacia do Cabo-Argentina. Esta entre-

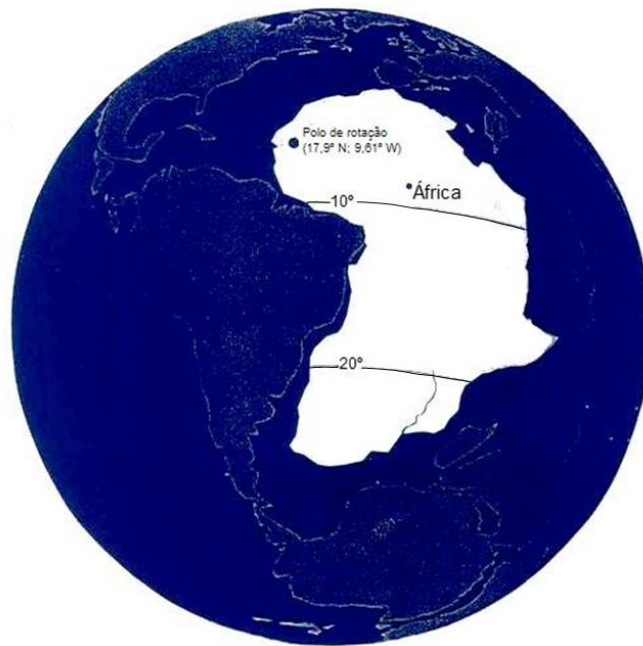


Figura 2.6: Reconstituição paleogeográfica do continente africano, no fim do Valanginiano (Time Trax, 1994, *in* Brandão, 1998).

tanto sofreu uma primeira transgressão marinha com águas vindas do Oceano Índico que comunicavam através de uma estreita passagem entre o emergente Planalto das Falkland e a África meridional (Brandão, 1998).

A barreira ente a proto-Bacia Angola-Brasil e a Bacia Cabo-Argentina era um complexo vulcânico conhecido por Crista de Walvis-Rio Grande (figura 2.7), que impedia a entrada de água marinha para a proto-Bacia (Brandão, 1998).

A rotação e extensão das duas placas continua até ao Cretácico inferior. Esta extensão levou à criação de pequenas passagens (desaguaderos) à volta da Crista de Walvis, o que permitiu a entrada de água marinha para a Bacia de Angola-Brasil. Um paleoclima tropical árido conjugado com o confinamento da bacia, que ainda se encontrava isolada do Atlântico Norte, determina um padrão de circulação aquática que induz intensa evaporação, levando à deposição de uma espessa sequência evaporítica (Brandão, 1998), (figura 2.8). Ver secção 3.1.2.

A deposição do sal termina no Albiano inferior, como consequência do afundamento da bacia e de uma constrição da Crista de Walvis. Nesta fase, este relevo ainda era uma barreira efectiva. É provável que apenas as correntes de superfície circulassem para Norte, mantendo-se um clima árido na bacia, propício a uma evaporação significativa. A concentração de sal nas águas superficiais foi aumentando, obrigando-a a descer na coluna de água devido à sua maior densidade, criando um padrão circulatório termo-halino responsável pela criação de condições euxínicas¹ de fundo (figura 2.9), (Opalinski, 1984, *in* Brandão, 1998).

Só no final do Albiano é que terá havido trocas de águas superficiais com o Atlântico Norte, ainda que de forma esporádica (Tambareau, 1982, *in* Brandão, 1998).

¹ Ambiente marinho ou associado, restrito e com pouca comunicação, anaeróbico, com circulação muito limitada de águas que se apresentam estagnadas, sem oxigenação e ricas em H_2S .

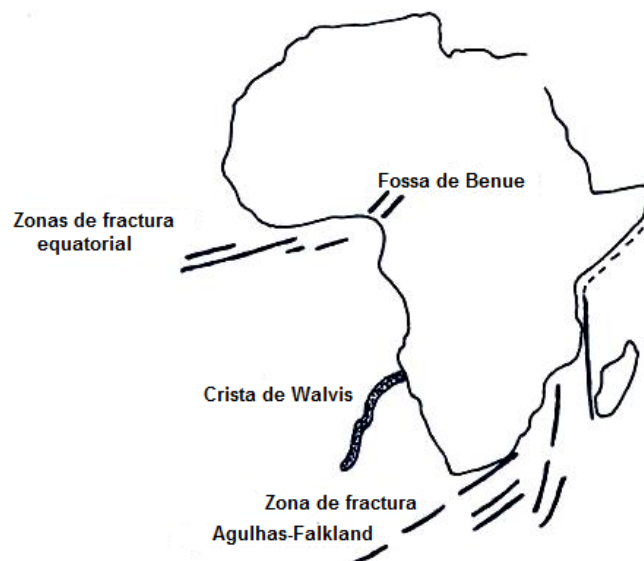


Figura 2.7: Zonas tectônicas ligadas a deslocamentos principais no Atlântico Sul durante o Cretáceo (Reyment, 1987, *in* Brandão, 1998).

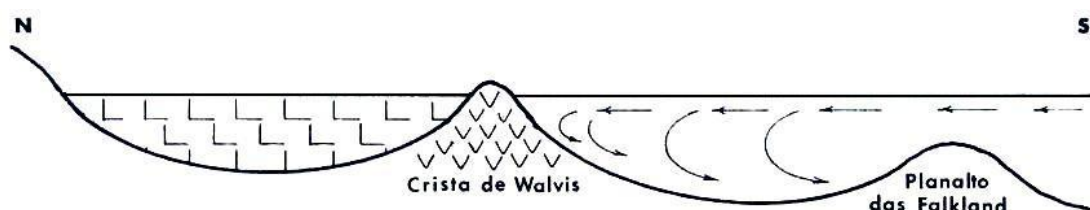


Figura 2.8: Início das incursões marinhas na bacia de Angola, durante o Aptiano; (▤▤▤▤) Evaporitos, (▴▴▴▴) Rocha vulcânica, (⇄) circulação da água (Opalinski, 1984, *in* Brandão, 1998).

Um regime relativamente constante instala-se desde o Cenomaniano superior ao Turoniano inferior (Reyment, 1982 *in* Brandão, 1998).

Neste intervalo de tempo, o Mar de Tétis ter-se-ia expandido (transgressão do Cenomaniano-Turoniano) para Sul, através de uma passagem existente entre os territórios que constituem actualmente a Tunísia, a Argélia e a Líbia, atravessando o rio Níger e a parte oriental da Nigéria, encontrando o Atlântico Sul a Norte dos Camarões, através da Fossa de Benue (figura 2.10), (Courville *et al.*, 1991, *in* Brandão, 1998).

Em simultâneo, dá-se um afundamento das barreiras estruturais do Golfo da Guiné, permitindo a circulação da água através de zonas de fractura submarina, ficando os Atlântico Sul e Norte finalmente em contacto (Reyment, 1985, *in* Brandão, 1998).

Durante o Turoniano (90.4 Ma a 88.5 Ma) e com o acentuar da deriva, separam-se finalmente as duas massas continentais, abrindo a Bacia de Angola-Brasil a uma maior influência das águas do Atlântico Norte (figura 2.11), (Opalinski, 1984, *in* Brandão, 1998).

Os padrões de circulação recentemente estabelecidos conduziram ao gradual desaparecimento das condições anóxicas (Brandão, 1998).

A partir do Turoniano superior e até ao Santoniano (Reyment e Bengtson, 1985, *in* Brandão, 1998), desenvolveu-se um sistema de correntes de águas profundas na região

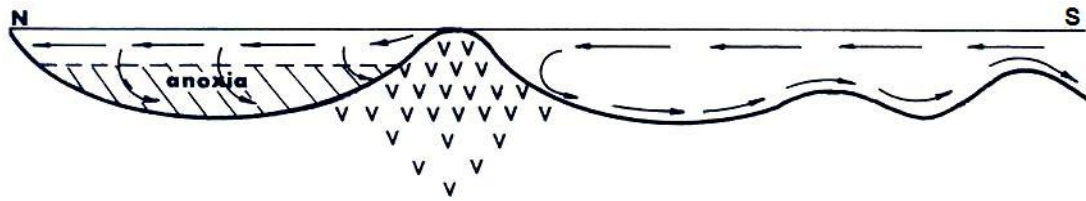


Figura 2.9: Bacia euxínica albiense, intensa evaporação; legenda ver figura 2.8 (Opalinski, 1984, *in* Brandão, 1998)



Figura 2.10: Penetração do Mar de Tétis no Atlântico Sul (Courville *et al.*, 1991, *in* Brandão, 1998).

do Golfo da Guiné. O estabelecimento destas condições deveu-se a uma alteração na geometria das placas africana e sul-americana. Sobretudo no Santoniano, produziu-se uma alteração rotacional, com o deslocamento do pólo de rotação para Norte, caracterizada por vários eventos (Brandão, 1998):

- Os domínios Norte e Sul do Atlântico ligam-se definitivamente;
- A Fossa de Benue deixa de estar submetida a um regime distensivo, instalando-se um regime compressivo;
- Os altos vulcânicos da Crista de Walvis-Rio Grande sofrem uma reactivação, que provoca o seu soerguimento;

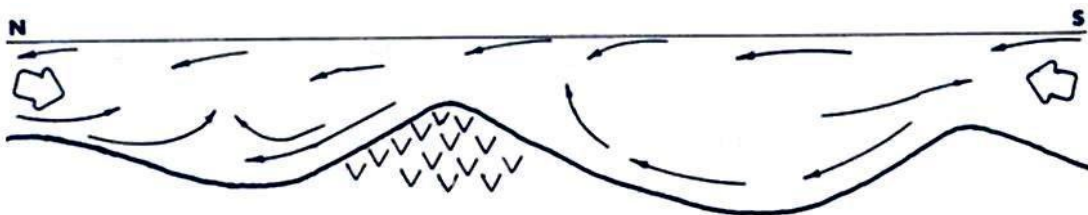


Figura 2.11: Comunicação com o Atlântico Norte a partir do Turoniano; legenda ver figura 2.8 (Opalinski, 1984, *in* Brandão, 1998).

- Inicia-se uma fase de vulcanismo na região do chamado “Cinturão dos Camarões”. Esta fase vulcânica terá tido origem na deriva da placa africana sobre uma pluma estacionária do manto.

Todos estes eventos terão estado relacionados com a ruptura final das placas africana e sul-americana (figura 2.12) (relatório não publicado da *Fairway Explor. Consult.*, 1987, *in* Brandão, 1998).



Figura 2.12: Reconstituição paleogeográfica para o Santoniano (Brandão, 1998).

O Campaniano e o Maastrichtiano foram períodos relativamente calmos. O Maastrichtiano terminal tem carácter regressivo, na generalidade das Bacias Oeste Africanas (Brandão, 1998).

2.2 Bacias Sedimentares de Angola

O território angolano compreende bacias sedimentares interiores e bacias sedimentares marginais. As principais bacias interiores são: o “Graben” de Kassanje, no interior Norte, a Bacia de Okavango, no interior Sueste, e a Bacia de Etosha no interior Sul. A margem Angolana é dividida em três bacias e uma sub-bacia. De Norte para Sul: Bacia do Baixo Congo, Bacia do Kwanza, Sub-Bacia de Benguela e a Bacia do Namibe (figura 2.13).

Bacias Marginais

A costa angolana, orientada segundo as direcções principais NNO-SSE e OSO-ENE, estende-se desde o território de Cabinda até à foz do rio Cunene, ao longo de cerca de 1450 km, estando compreendida entre os paralelos 5° 00' e 17° 00' E, e entre os meridianos 11° 00' e 15° 00' S. O litoral angolano é, na sua quase totalidade, constituído por rochas sedimentares meso-cenozóicas, havendo alguns afloramentos de rochas magmáticas-vulcânicas (Brandão, 2001).

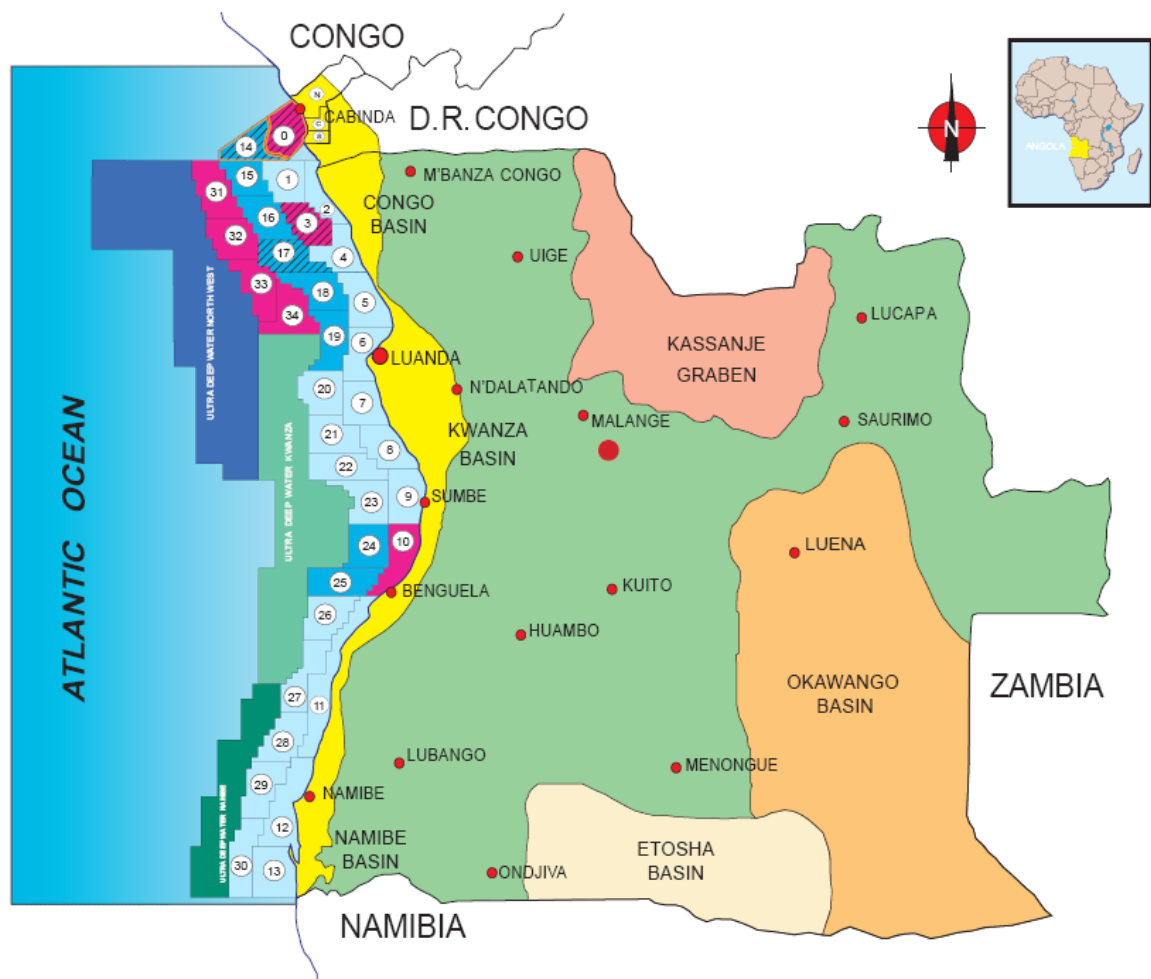


Figura 2.13: Mapa de Angola com destaque para as bacias sedimentares; () Bacia de Etosha, () Bacia de Okavango, () Graben de Kassanje, () Área *onshore*, () Áreas em fase de exploração, () Áreas em produção, () Áreas em produção e exploração, () Áreas no *deep-water* em fase de exploração, () Sonangol Share, () Áreas livres, () *Ultra Deep-Water* da Bacia do Kwanza, () *Ultra Deep-Water* da Bacia do Namibe, () *Ultra Deep-Water* NO (Sonangol//GAD, 2004)

A Bacia do Congo é limitada a Norte pelo Alto de Ponta Negra e a Sul pelo Alto de Ambriz. A Bacia do Kwanza é limitada a Norte pelo Alto de Ambriz e a Sul pelo Cabo de Santa Maria. A bacia do Namibe é limitada a Norte pelo Alto da Lucira e a Sul pela Baía dos Tigres. A sub-Bacia de Bengela é limitada a Norte pelo Cabo de Santa Maria e a Sul pelo Alto da Lucira (figura 2.14).

2.2.1 Evolução Tectónica das Bacias Marginais

A descrição da evolução tectónica das bacias marginais angolanas apresentada a seguir foi baseada no trabalho de Brandão (2001), tendo-se este apoiado no modelo desenvolvido por Brice *et al.* (1982). Segundo esse modelo, são individualizados cinco episódios tectónicos, baseando-se esta divisão na presença de distintos estilos estruturais

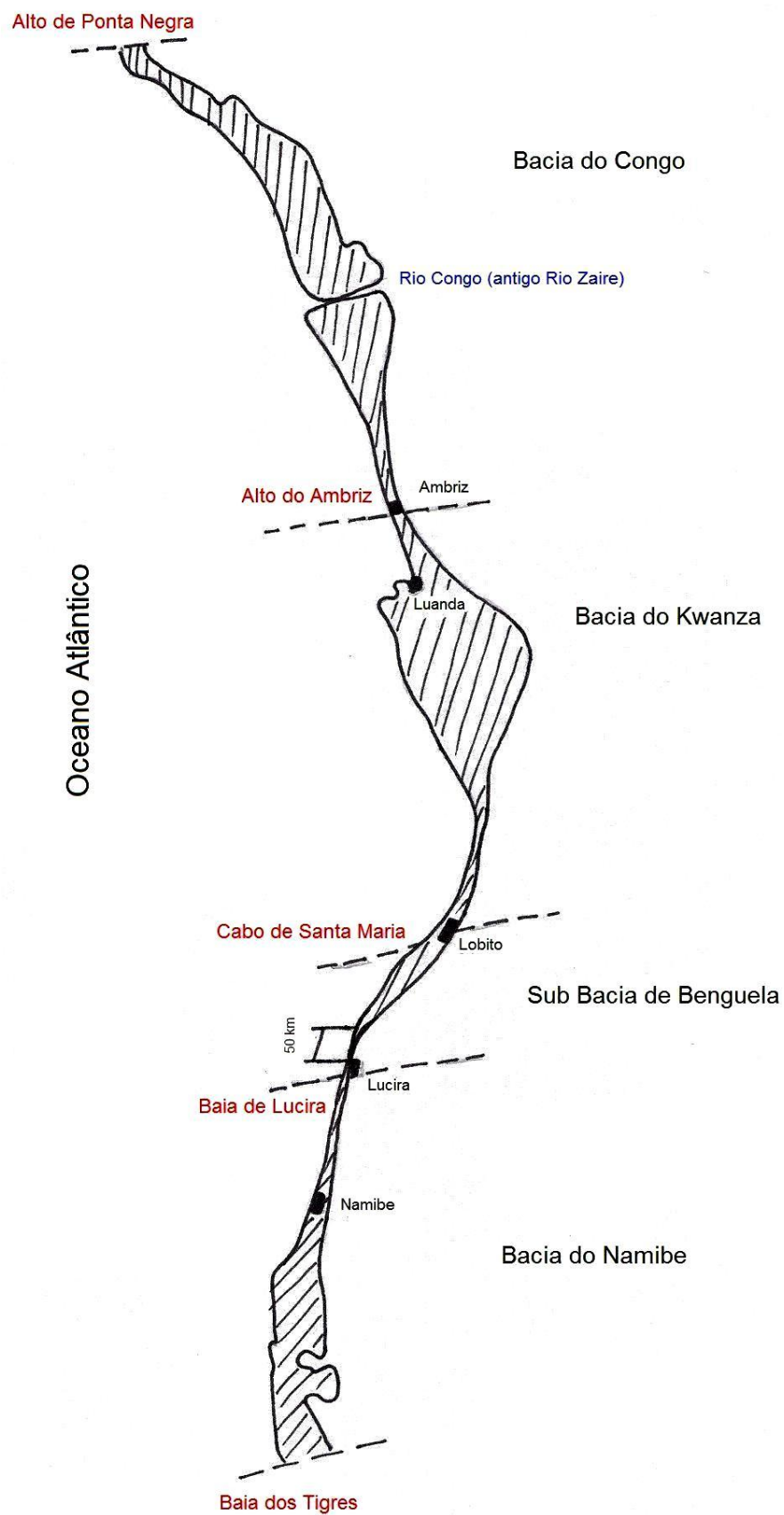


Figura 2.14: Limites estruturais das bacias marginais angolanas, (▨) porção *onshore* das bacias.

e/ou estratigráficos, designados por (do mais antigo para o mais recente):

- O *Pré-rift* (Jurássico), caracterizado por fraco tectonismo;
- O *Sin-rift I* (Neocomiano a Barremiano), com forte tectonismo associado;
- O *Sin-rift II* (Barremiano a Aptiano), com tectónica moderada;
- O *Pós-rift* (Albiano a Eocénico), com fraco tectonismo associado e início da fase de deriva;
- A Subsidência Regional (a partir do Oligocénico), caracterizada pelo basculamento da margem para Oeste.

A cada um destes episódios está associada uma litologia particular e estão separados entre si (com a excepção da fase *Sin-rift I* e *II*) por importantes discordâncias.

O *Pré-rift* é caracterizado por sedimentos clásticos arenosos, o *Sin-rift I* por sedimentos clásticos finos e carbonatos, o *Sin-rift II* por evaporitos, sedimentos clásticos arenosos e carbonatos, o *Pós-rift* por carbonatos e clásticos marinhos, e a Subsidência Regional essencialmente por clásticos finos com passagens comuns de clásticos mais grosseiros, da granulometria das areias.

De seguida, aborda-se cada um destes episódios com maior detalhe.

***Pré-rift* (Jurássico superior a Neocomiano inferior)**

As regiões de Angola e do Brasil (nesta fase ainda unidas), estáveis desde o Pré-câmbrico começam a estar sujeitas a forças extensionais da litosfera, intenso vulcanismo, fracturação, e leve subsidência com formação de *horsts* e *grabens* (figura 2.15).

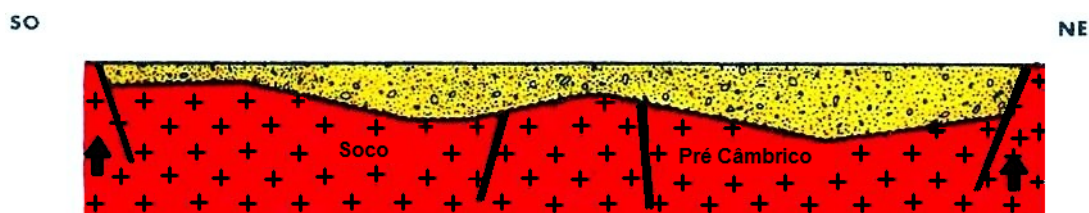


Figura 2.15: Reconstituição do *Pré-rift*, já na sua fase final. Legenda: ver figura 2.23 (seg. Brice *et al.*, 1982, *in* Brandão, 2001).

Na fase mais activa de *rifting*, a sequência depositada é intensamente falhada, com os pontos altos do soco a serem erodidos e os sedimentos resultantes a serem depositados nos *grabens* contíguos, em conjunto com os sedimentos provenientes dos rios. Esta sequência depositou-se numa extensa área preenchendo um amplo sistema de lagos pouco profundos, sendo a litologia dominante constituída por areias e siltitos (figura 2.16).

No topo desta série ocorre por vezes uma camada de material vulcânico com cerca de 30 m de espessura.

Os sedimentos de origem continental são depositados em vários ambientes deposicionais continentais.

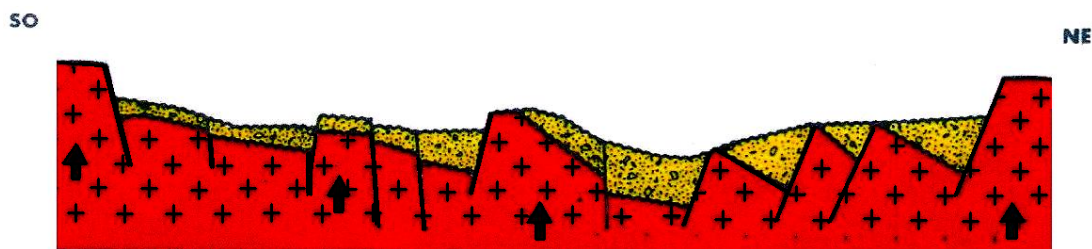


Figura 2.16: Reconstituição da fase mais activa de *rifting*, anterior à fase de *Sin-rift I*. Legenda: ver figura 2.23 (seg. Brice, 1982, in Brandão, 2001).

***Sin-rift I* (Neocomiano *pro parte* a Barremiano inferior)**

Na fase *Sin-rift I* o tectonismo é intenso tendo ocorrido um levantamento, falhamento e inclinação dos blocos do Soco, formados na fase anterior. Estes movimentos levaram à formação de um sistema de lagos profundos, instalados nos *grabens* ou semi-*grabens*. O movimento distensivo continua durante esta fase o que provoca um aumento destas sub-bacias, chegando algumas a atingir profundidades superiores a 1000 m (figura 2.17). Ver secção 3.1.1-Formação Erva



Figura 2.17: Arranjo estrutural e deposicional correspondente à fase de *Sin-rift I*, com o preenchimento dos grabens e semi-grabens por sedimentos. Legenda: ver figura 2.23 (seg. Brice *et al.*, 1982, in Brandão, 2001).

Nesta fase estão reunidas as condições para a deposição de sedimentos sapropélicos (ricos em matéria orgânica) que vieram a constituir a principal rocha-mãe da região.

Em termos litológicos, o *Sin-rift I* é caracterizado por sedimentos lacustres argilosos ricos em matéria orgânica. Como resultado de alguns influxos esporádicos, nas fases de maior subsidência ter-se-ão depositado argilas e siltitos argilosos. Esta sequência detritica ter-se-ia depositado numa bacia lagunar anóxica de grandes dimensões. Ver secção 3.1.1-Formação Bucumazi

À medida que os lagos se tornavam menos profundos, as argilas passaram gradualmente, para cima e lateralmente, a argilas lacustres de águas pouco profundas e carbonatos. Estes carbonatos formaram-se essencialmente nas partes altas dos blocos mais elevados (figura 2.18).

Mais para Leste dos blocos falhados, sobretudo na porção terrestre da bacia, deposita-se uma unidade gressosa temporalmente equivalente à deposição das argilas e carbonatos, representada por uma fácies deltaica depositada em águas pouco profundas, na vizinhança das margens dos lagos. Esta sequência termina com um período de tectónica mais activa, com compactação e subsidência no interior das sub-bacias, como consequência do aumento da carga sedimentar, permanecendo activas algumas falhas.



Figura 2.18: Atitude estrutural e deposicional, na parte final da fase de *Sin-rift I*. Legenda: ver figura 2.23 (seg. Brice *et al.*, 1982, in Brandão, 2001).

***Sin-rift II* (Barremiano *pro parte* a Aptiano)**

Na fase *Sin-rift II* o tectonismo é moderado. Dá-se um novo movimento do Soco e há reactivação de algumas falhas. Este movimento deveu-se ao crescente adelgaçamento e distensão crustais. Há também uma subsidência para Oeste e erosão das partes mais altas dos blocos do Pré-Câmbrico. É nesta fase que se assiste à mudança de ambiente deposicional, passando de ambiente continental para marinho. É a Formação Chela (secção 3.1.1-Formação Chela) que faz a transição de ambiente continental para marinho restrito e a Formação Pinda (secção 3.1.3-Formação Pinda) que faz a transição de ambiente marinho restrito para marinho profundo. Esta alteração de ambiente deposicional deve-se ao início da ruptura continental, com resultado do rápido estiramento e consequente adelgaçamento da litosfera (figura 2.19).



Figura 2.19: Aspecto estrutural e deposicional do *Sin-rift II*. Legenda: ver figura 2.23 (seg. Brice *et al.*, 1982, in Brandão, 2001).

Os sedimentos que compõem esta sequência são representados por carbonatos lacustres e areias e clásticos aluvionares, passando gradualmente para cima a uma sequência evaporítica, que dá início à transição de condições de deposição continental para marinha (figura 2.20). Estes evaporitos representam o início da incursão do mar na bacia, a partir do Sul, culminando com a deposição de uma espessa camada evaporítica. Esta bacia salina estendia-se, no Aptiano, desde o Sul de Angola até à região dos Camarões (figura 2.21).

Ocorreu também nesta fase alguma actividade vulcânica, dando origem ao aparecimento de algumas intrusões importantes.

***Pós-rift* (Albiano-Eocénico)**

A margem angolana, devido a fenómenos de contracção térmica, sofre subsidência ao mesmo tempo que os dois continentes se começam a separar. O tectonismo é fraco. Há

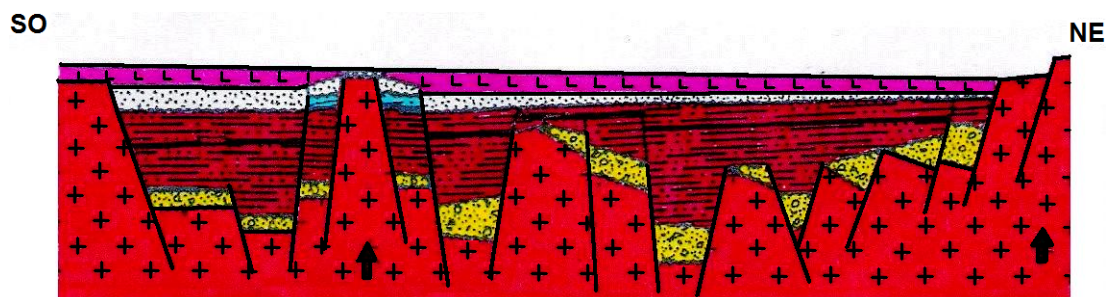


Figura 2.20: Fase final do *Sin-rift II*, vendo-se representada a sequência salífera. Legenda: ver figura 2.23 (*seg. Brice et al., 1982, in Brandão, 2001*)

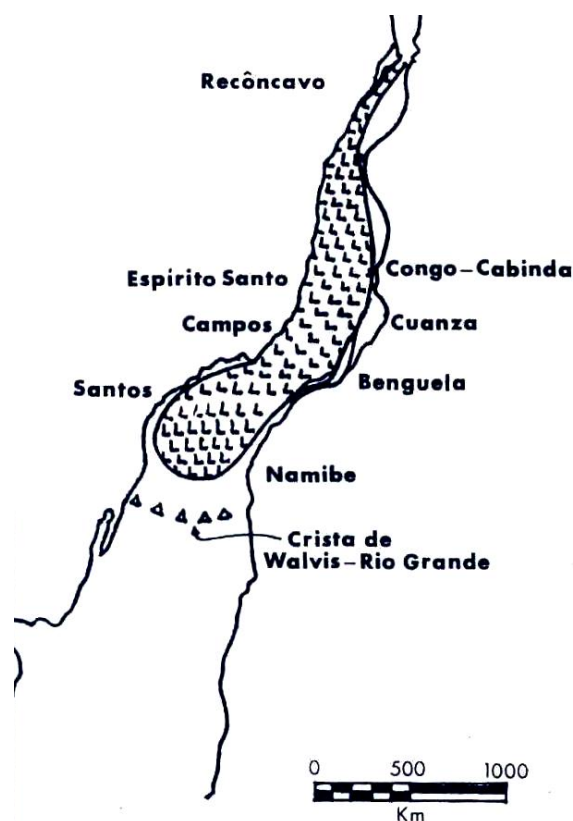


Figura 2.21: A bacia evaporítica aptiana; (▤) Evaporitos (Brandão, 2001).

uma reactivação das falhas formadas na fase anterior bem como alguns movimentos de halocinese na fase inicial do *Pós-rift*. Esta tectónica salífera produz importantes falhas normais com falhas antitéticas, bem como as características falhas de crescimento (*growth faults*).

A espessa série salífera aptiana foi sendo coberta, no Albiano, por uma sequência inicialmente transgressiva, passando gradualmente para cima a uma unidade carbonatada-clástica. Ver secção 3.1.3-Formação Pinda

Estas sequências depositam-se como resultado do “relaxamento térmico”, decorrente da crescente separação das placas africana e sul-americana, bem como da sobrecarga sedimentar (relatório Inédito Nopec/Robertson, 1991, *in* Brandão, 2001). Alguns movimentos ao longo dos sistemas de falhas do *Sin-rift II*, bem como movimentos intima-

mente ligados à camada evaporítica, tiveram lugar durante a fase inicial do *Pós-rift*. A tectónica e a sedimentação terão no entanto sido dominadas por uma oscilação crustal de carácter regional, seguida de transgressão, ilustrada na figura 2.22.



Figura 2.22: Esquema mostrando a fase final da deposição da série do *Pós-rift*. Legenda: ver figura 2.23 (seg. Brice *et al.*, 1982, in Brandão, 2001).

A tectónica salífera, mais expressiva na fase inicial do *Pós-rift*, produz importante falhamento normal com falhas antitéticas. Esta tectónica tem como resultado uma mudança no carácter geral de sedimentação, com a formação das chamadas falhas de crescimento em meio carbonatado (*carbonate growth faults*). Esta tectónica salina revestiu-se de extrema importância na acumulação de hidrocarbonetos, já que ela é responsável pela quase totalidade da estruturação nas sequências pós-salíferas das bacias. Ver secção 2.3.

Finalmente, sobre a unidade carbonatada, foram depositados espessos pacotes de sedimentos clásticos finos, essencialmente argilas de águas pouco profundas, margas e algumas bancadas de arenitos.

Nesta bacia é ainda depositada uma série não marinha de cor vermelha (representada em Cabinda pela fácies Pinda arenoso e Vermelha *pro parte* e no sector Sul do Rio Zaire pela fácies Vermelha e Búfalo, nas áreas terrestres e marinha respectivamente).

A parte terminal do *Pós-rift* é caracterizada por uma nítida variação do relevo, que se pode observar na figura 2.22 e que corresponderia às paleo-plataforma e talude, representando uma superfície discordante de carácter erosivo e/ou deposicional.

O carácter transgressivo da sedimentação teria permanecido até ao fim do Campaniano, altura em que a taxa de subsidência diminuiu, seguindo-se uma fase regressiva de carácter regional iniciada no Maastrichtiano e que se prolongou até o Paleocénico, durante o qual foram depositados sedimentos clásticos e alguns carbonatos.

Subsidência Regional (a partir do Oligocénio médio)

O período Campaniano-Maastrichtiano é caracterizado pela separação das placas, acompanhada pela subida do nível do mar, durante a qual a invasão marinha atingiu a máxima extensão tanto em África como na América do Sul (Stark *et al.*, 1991).

No final do Paleogénico, o basculamento para Oeste, devido à sobrecarga dos sedimentos, induz uma importante regressão marinha e consequente deposição de uma sequência regressiva que assenta discordantemente sobre a plataforma antiga (figura 2.23). Nesta fase estão presentes hiatos que representam variações do nível do mar, ver secção 3.1.3.



Figura 2.23: Esquema ilustrando a fase de Subsidência Regional: (■) soco, (■) areias e siltitos, (■) argilas, (■) calcários, (■) areias e clastos aluvionares, (■) evaporitos, (■) sedimentos detríticos finos, (■) sedimentação pelágica (*seg. Brice et al., 1982, in Brandão, 2001*).

A tectónica salífera que se iniciou na fase anterior continua ao longo desta fase.

A Halocinesse, juntamente com o basculamento da bacia, deu origem a importantes bacias terciárias. Estas fossas terciárias, oligo-miocénicas, constituem uma das feições mais características desta fase, sendo mais comuns na Bacia do Kwanza.

O carácter da sedimentação nessas fossas foi essencialmente pelágico, algumas vezes com a ocorrência de sedimentos com elevado conteúdo de matéria orgânica e algumas estruturas turbidíticas, ver secção 2.4.1.

No Miocénico superior e no Pliocénico, a margem continental Oeste-Africana foi sujeita a soerguimento, provocando a erosão de uma parte significativa de sedimentos do Miocénico inferior e médio.

2.3 Tectónica Salífera

Uma vez que a tectónica salífera é de extrema importância para a estruturação das bacias marginais angolanas, considera-se pertinente aprofundar um pouco esta questão.

O sal tem um conjunto de propriedades que o tornam numa rocha com um comportamento único. Estas propriedades são:

- Baixa densidade $\sim 2.2 \text{ g/c}^3$;
- Porosidade zero;
- Incompressível;
- Elevado grau de plasticidade.

À superfície, a maioria dos sedimentos apresenta uma densidade menor que a do sal. Como a maioria das rochas são compressíveis, com o aumento da profundidade dá-se também um aumento da densidade. A cerca dos 1000 m dá-se uma inversão de densidades; o sal passa a ser menos denso, uma vez que é incompressível (figura 2.24).

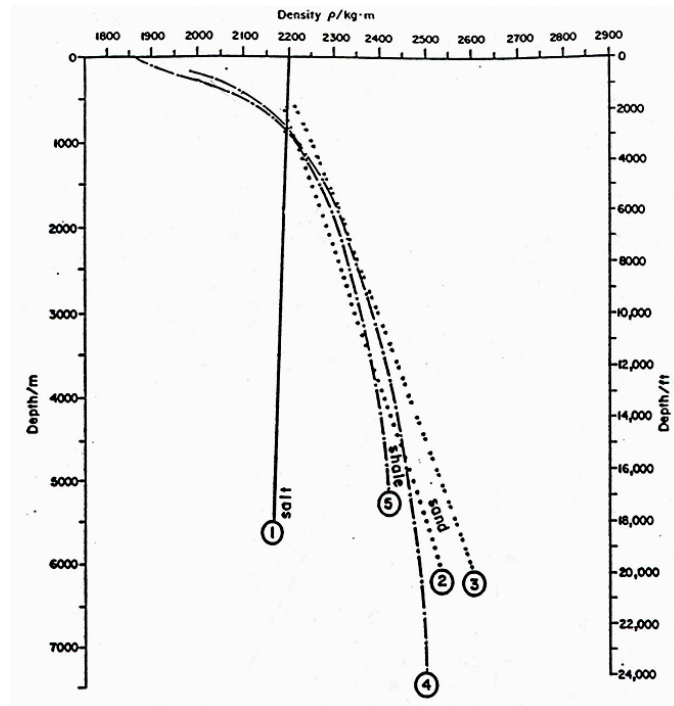


Figura 2.24: Gráfico densidade *vs* profundidade, onde está patente a inversão de densidades, entre o sal e os outros sedimentos por volta dos 1000 m (Hossack, s/data).

Os mecanismos de formação das diferentes formas de sal que podem ser encontradas são na maior parte dos casos um destes dois: flutuabilidade (*Buoyancy*) e compactação diferencial.

O fenómeno de flutuabilidade dá-se, quando sedimentos com maior densidade que o sal forçam este a movimentar-se, devido ao peso que exercem sobre ele. O movimento vai provocar um adelgaçamento da camada de sal, abaixo dos sedimentos que o causaram e um espessamento da mesma camada de sal numa zona de fraqueza, da camada subjacente (figura 2.25).

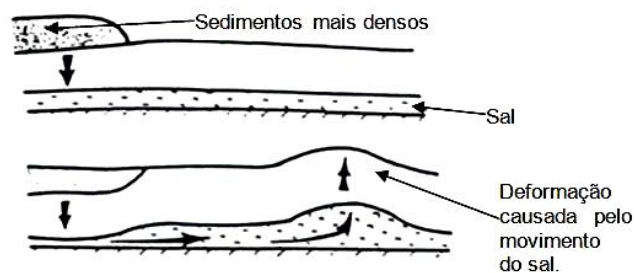


Figura 2.25: Flutuabilidade (*Buoyancy*) (Hossack, s/data).

A compactação diferencial ocorre quando existe variação lateral de densidades numa mesma camada, acima da camada de sal. Esta diferença de densidades provoca um abaixamento da zona mais densa, que leva a um movimento da camada de sal. O movimento da camada de sal vai fazer com que se dê um levantamento dos sedimentos na zona menos densa (figura 2.26).

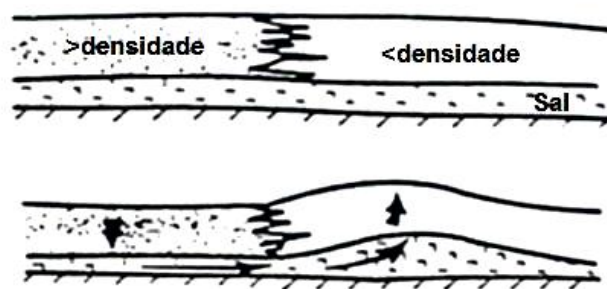


Figura 2.26: Compactação diferencial (Hossack, s/data).

A compactação diferencial, também se pode dar devido a uma diferença local do volume de sedimentos acima da camada de sal. O movimento da camada de sal provoca uma deformação dos sedimentos que estão acima dela.

O sal ocorre em várias estruturas características: diapiros, domos salinos, sal maciço, sal alóctone, *rafts* e *salt canopys*.

Um diapiro é uma estrutura que se forma quando uma rocha intrui verticalmente outra rocha pré-existente mais densa devido a fenómenos de fluatibilidade associados a rochas de baixa densidade (en.wikipedia.org(a)), (figura 2.27).

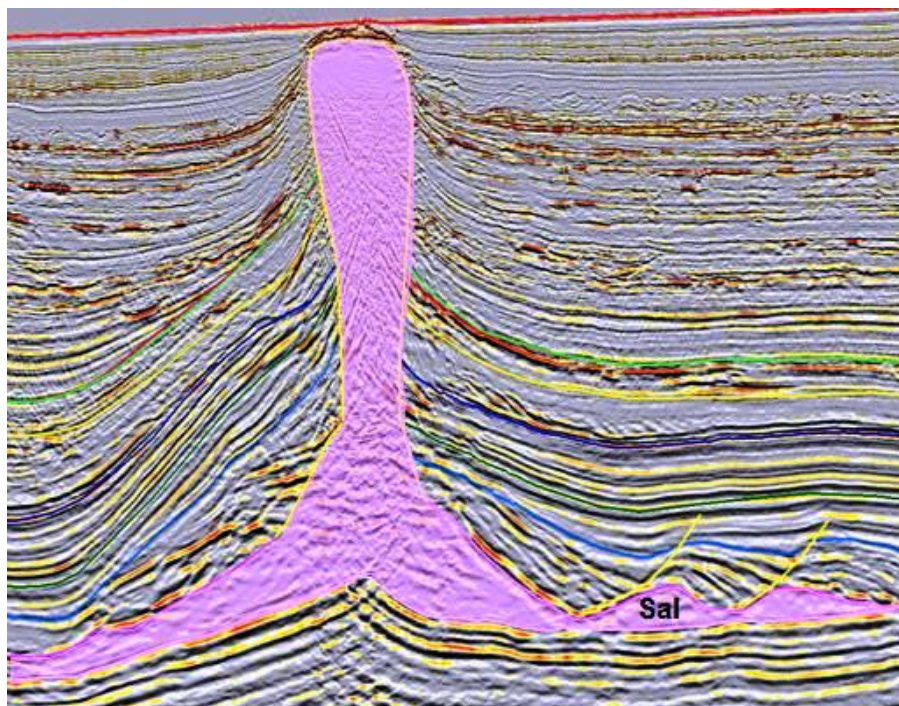


Figura 2.27: Diapiro de sal (imagem gentilmente cedida pela Sonangol). Comparar com uma secção sísmica da área de estudo, figura 5.84.

Numa fase mais avançada de diapirismo, o corpo de sal pode separar-se da camada de sal original (figura 2.28). Os domos salinos são diapiros com a forma de cogumelo que já não estão em contínuo com a camada de sal autóctone (homepage.ufp.pt(a)).



Figura 2.28: Fases de evolução de um diapiro de sal (www.glossary.oilfield.slb.com(a)).

O sal alóctone é um corpo de sal que se encontra instalado em níveis estratigráficos superiores ao sal autóctone (homepage.ufp.pt(b)) (figura 2.29).

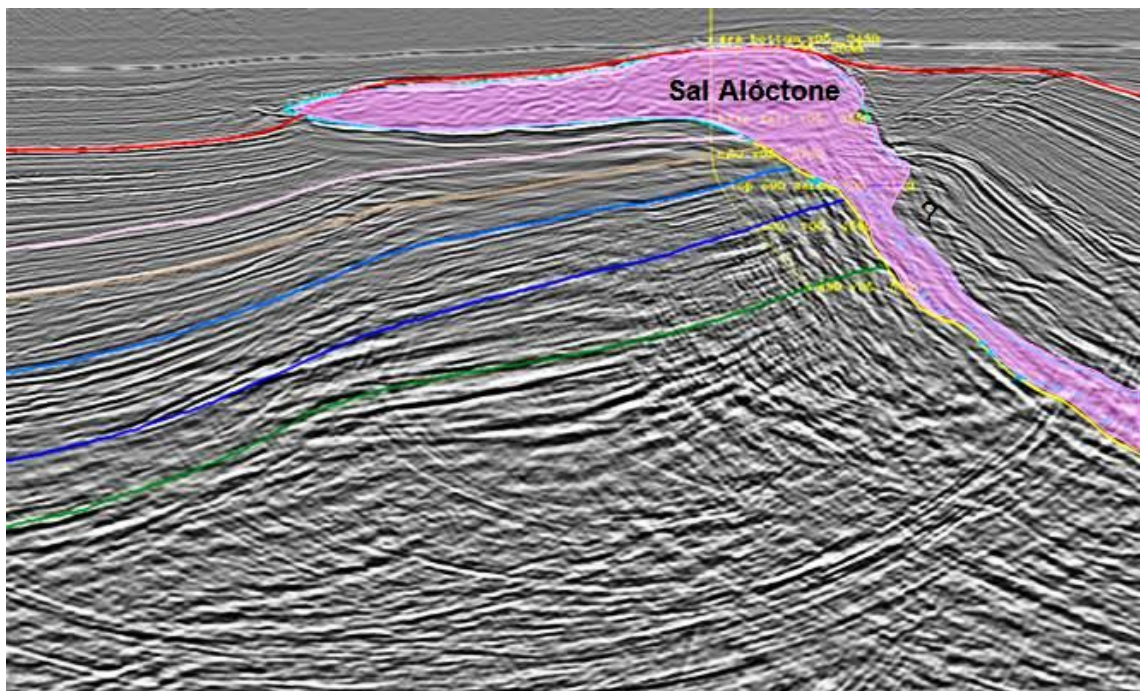


Figura 2.29: Linha sísmica com uma estrutura de sal alóctone. Compara com a linha sísmica da área de estudo da figura 5.81 (imagem gentilmente cedida pela Sonangol).

As estruturas de sal maciço encontram-se nas zonas mais distais da bacia, no caso das bacias marginais angolanas. São caracterizadas por espessas camadas de sal (figura 2.30). A interpretação de dados sísmicos nestes locais é bastante difícil devido à atenuação do sinal sísmico provocada pelo sal.

Os *salt canopies* são estruturas diapíricas resultantes da coalescência, total ou parcial, de diapiros. Estes corpos podem ou não estar ligados à camada de sal original (figura 2.31).

Por último, os *rafts* são blocos que se separaram de tal forma que já não se encontram em contacto uns com os outros (figura 2.32).

A separação destes blocos resulta de uma tectónica salífera distensiva conhecida como *Raft Tectonics* ou Tectónica de deslizamento. Devido à importância desta tectónica, para a estruturação das bacias angolanas, desenvolve-se de seguida este aspecto com um pouco mais de detalhe.

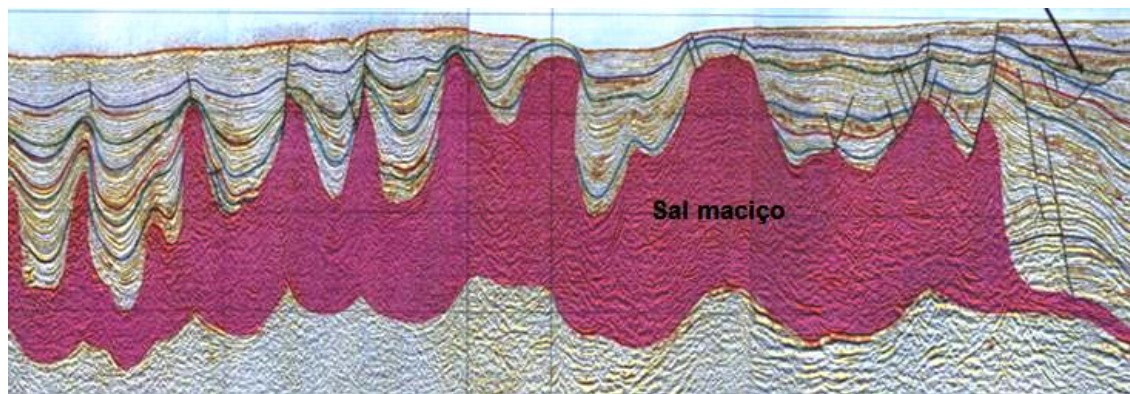


Figura 2.30: Linha sísmica regional do *offshore* angolano, onde são visíveis estruturas de sal maciço (imagem gentilmente cedida pela Sonangol).

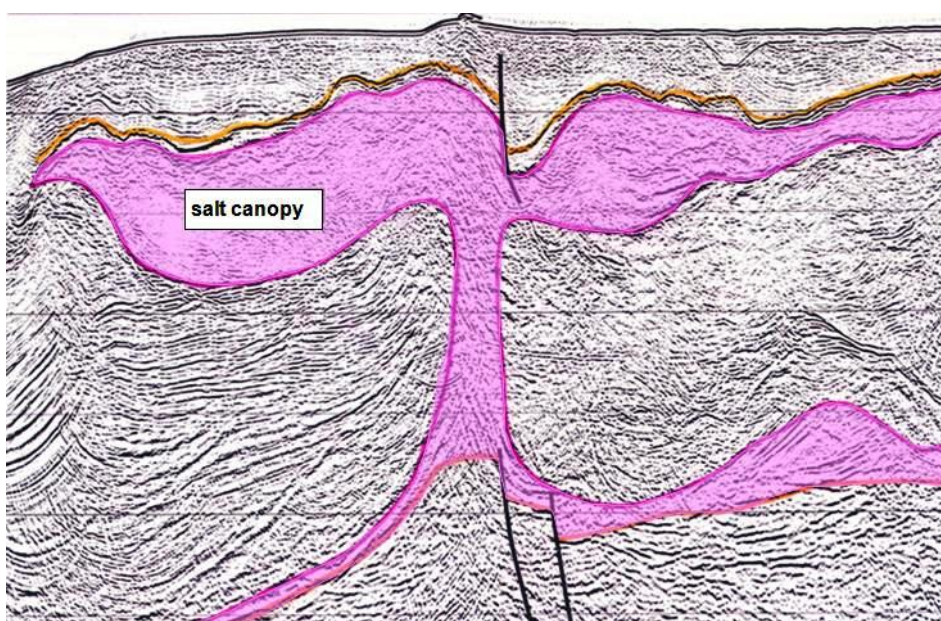


Figura 2.31: Linha sísmica com um *salt canopy*, resultante da coalescência parcial de um diapiro (imagem gentilmente cedida pela Sonangol).

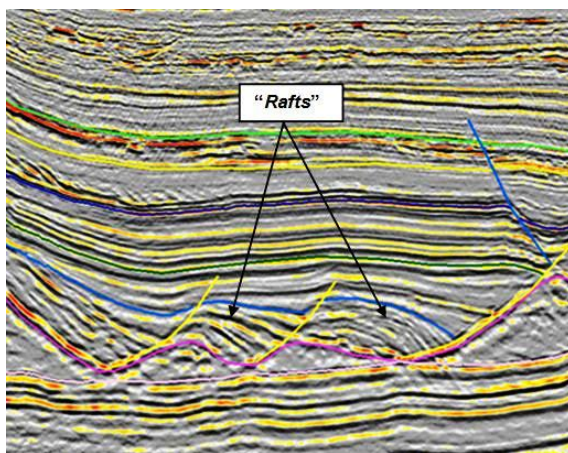


Figura 2.32: Linha sísmica com *rafts* (imagem gentilmente cedida pela Sonangol).

2.3.1 Tectónica de Deslizamento (*Raft Tectonics*)

A tectónica salina em Angola apresenta-se com um estilo estrutural específico, presente unicamente na Bacia de Campos (Brasil), na Bacia Nortkapp (Noruega), na Bacia Este Mediterrânica e no sector de Alabama do Golfo do México. Contudo, a zona tipo situa-se nas bacias angolanas, onde foi reconhecida pela primeira vez por geólogos da Total e da Petrofina, no início da década de 70, tendo sido baptizada de *Raft Tectonics* (Tectónica de deslizamento), (Duval *et al.*, 1992).

A tectónica de deslizamento distingue-se dos outros tipos de tectónica distensiva por levar o estiramento das formações ao extremo. Certas camadas são estiradas 2 a 3 vezes o seu tamanho original através de falhas normais, enquanto que o soco, sobre o qual estão assentes, não sofre alterações. As camadas são estiradas ao ponto de formarem blocos que deixam de estar em contacto entre si e que se deslocam lateralmente sobre níveis de descolamento, que muitas vezes correspondem a níveis de sal. A estes blocos deu-se o nome de *rafts* (Duval *et al.*, 1992) (figura 2.33).

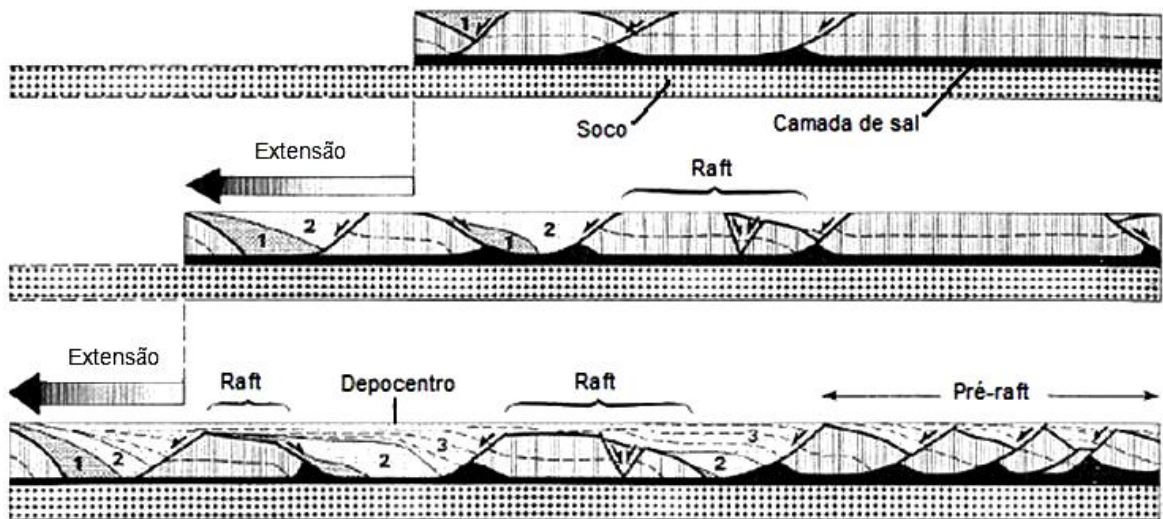


Figura 2.33: Tectónica de deslizamento na bacia do Kwanza, Angola, devido a forças extensionais. Pré-rafts são estruturas em que o muro ainda continua em contacto com o tecto enquanto que no caso dos rafts já não existe contacto entre o muro e o tecto. O soco não sofre extensão continuando inalterado na sua posição original. No caso das bacias marginais angolanas, a camada de descolamento é o sal (Duval *et al.*, 1992).

A movimentação destas camadas só é possível devido à presença de uma camada de descolamento, que também se movimenta. No caso das bacias marginais de Angola, esta camada não é mais do que a camada de evaporitos que se formou no Aptiano.

Este movimento dá-se, no caso das bacias marginais angolanas, essencialmente por dois motivos: a inclinação das bacias para Oeste e a sobrecarga dos sedimentos que se depositam sobre o sal. É a combinação destes dois factores que dá início ao movimento da camada de sal e das camadas sobrejacentes, com a consequente formação de falhas normais e falhas de crescimento (Duval *et al.*, 1992), (figura 2.34).

Todo este estiramento, que se observa na porção Este destas bacias, levanta a questão de como é que é criado o espaço para acomodar, na parte Oeste, o material deslocado.

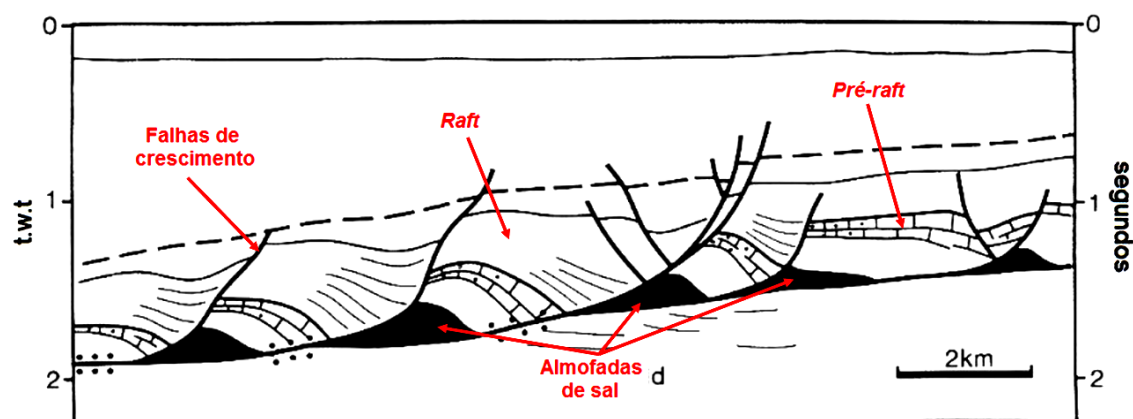


Figura 2.34: Interpretação de uma linha sísmica, onde se mostram almofadas de sal, *rafts*, pré-*rafts* e falhas de crescimento (Duval *et al.*, 1992).

Segundo Duval *et al.* (1992), este espaço é conseguido através de três mecanismos:

- Compensação da extensão a Este com compressão a Oeste. Esta compressão é conseguida através de sequências de sinclinais-anticlinais e zonas de cavalgamento (figura 2.35).
- Deslocação do sal para zonas estratigraficamente mais altas. Este deslocamento só é possível devido à ductilidade do sal que forma estruturas de sal alóctone (figura 2.36).

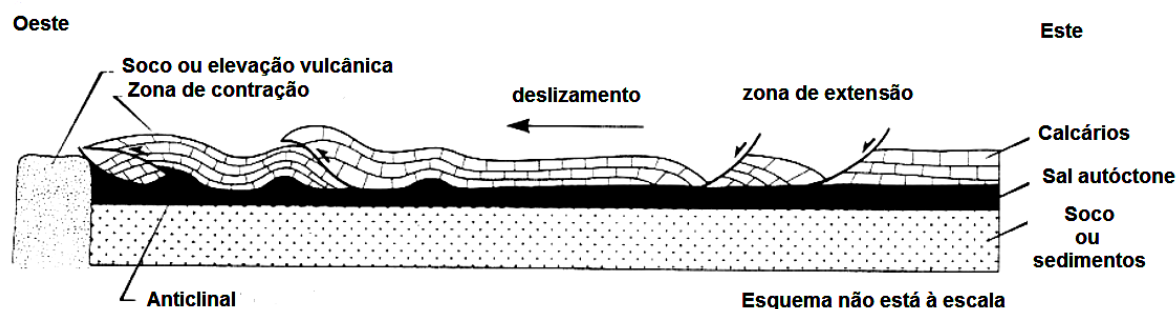


Figura 2.35: Criação de espaço para a tectónica de deslizamento na porção oeste da bacia por meio de cavalgamentos e sequências de anticlinais-sinclinais (Duval *et al.*, 1992).

Contudo, de acordo com Duval *et al.* (1992), estes dois mecanismos, actuando separadamente ou em conjunto, não seriam suficientes para gerar o espaço necessário para acomodar os sedimentos deslocados, que na sua opinião seria na ordem dos 200 km.

É proposto então por estes autores que o mecanismo principal responsável pela criação deste espaço é a abertura do Oceano Atlântico, que permitiu que a bacia pudesse crescer para Oeste (figura 2.37).

Uma vez mais se salienta a importância da halocinese para a estruturação das bacias marginais angolanas. É devido à tectónica salífera que existe estruturação nas formações suprasalíferas e foi esta estruturação que por sua vez permitiu a formação de armadilhas, onde os hidrocarbonetos ficaram aprisionados. A tectónica de

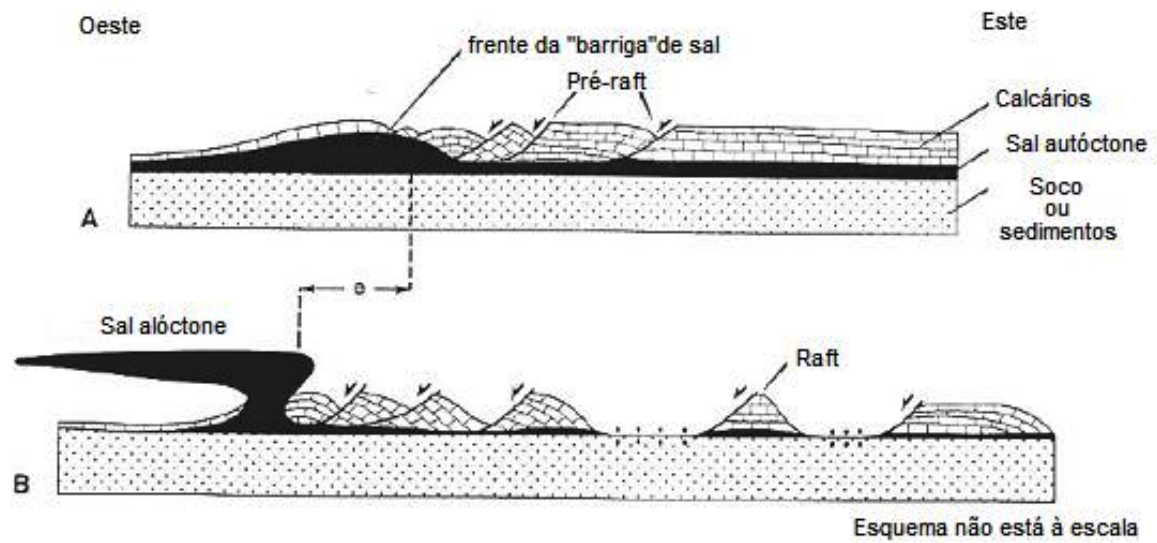


Figura 2.36: Criação de espaço para a tectónica de deslizamento na porção oeste da bacia por deslocamento de sal autóctone para uma língua de sal alóctone numa posição estratigráfica superior (Duval *et al.*, 1992).

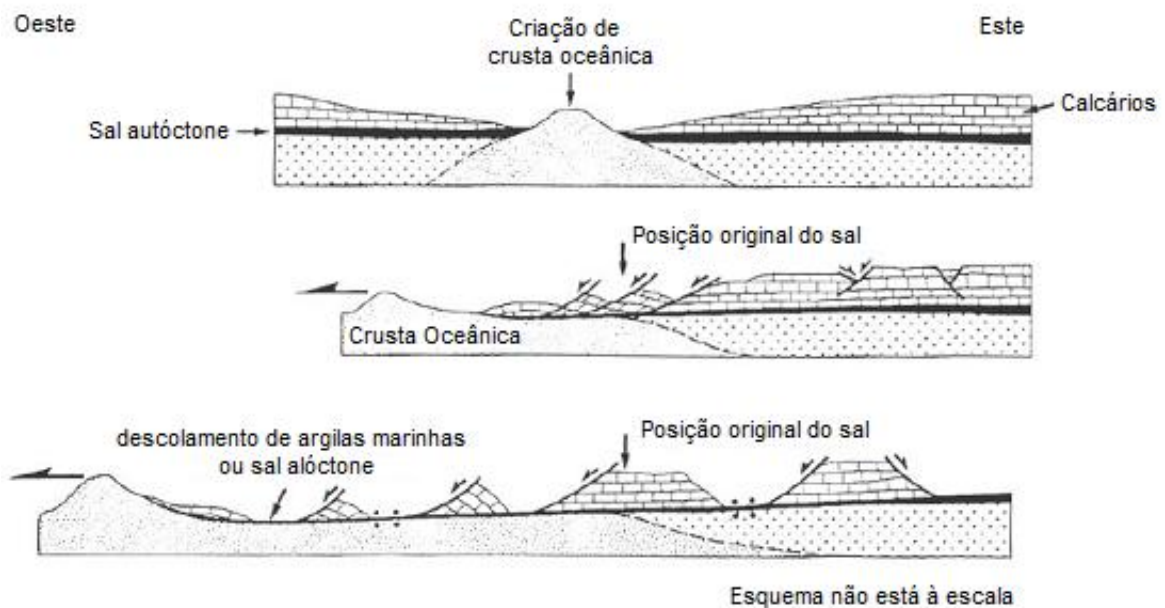


Figura 2.37: Criação de espaço para a tectónica de deslizamento por geração de crosta oceânica. Os blocos deslizam sobre a crosta recém formada, auxiliados por uma camada de sal alóctone ou argilas de origem marinha (Duval *et al.*, 1992).

deslizamento tem particular importância nas zonas de água rasa onde a grande maioria dos reservatórios se situam em *rafts*, na Formação Pinda. Já em ambientes de água profunda, os principais prospectos encontram-se associados a canais turbidíticos do e Oligo-Miocénico. Por esta razão acha-se oportuno descrever com maior detalhe os mecanismos de formação dos turbiditos.

2.4 Mecanismos de Transporte e Deposição em Águas Profundas

No século XIX e durante metade do século XX os geólogos que estudavam depósitos sedimentares, resultantes da deposição de sedimentos no fundo de mares e lagos antigos, baseavam as suas interpretações numa generalização, que era tida como uma verdade universal. Considerava-se que os sedimentos grosseiros estavam limitados às zonas costeiras e que em zonas profundas só se depositavam sedimentos finos (Friedman, 1991).

Uma equipa de geólogos, liderada por *Sir* John Murray, levou a cabo um estudo à escala mundial das camadas mais superficiais dos fundos oceânicos, entre 1872-1876 que ficou conhecida como a Expedição *Challenger*. Este estudo, além das amostras recolhidas pela expedição *Challenger* usou também estudos de outros autores, reunindo a quase totalidade de amostras de fundo oceânico que existiam na altura. As conclusões deste trabalho reforçaram ainda mais o paradigma existente, já que nada foi encontrado nas amostras para além de sedimentos finos. As areias e cascalhos estavam confinados às plataformas continentais e orlas costeiras. Outro factor que reforçava a ideia vigente, era o facto de alguns depósitos de areia apresentarem estruturas onduladas e restos de plantas. Estas areias só poderiam ter sido depositadas junto à costa, uma vez que apresentavam aquilo que era interpretado como marcas deixadas pelas ondas. Como não era conhecido nenhum mecanismo de transporte para zonas de grande profundidade, a matéria vegetal só poderia ser depositada nas zonas costeiras (Friedman, 1991).

As planícies abissais eram descritas como locais calmos, sujeitos apenas a deposição de exoesqueletos de micro organismos que viviam nessas águas (Friedman, 1991).

A única pista de alguma actividade, em termos de sedimentos nos fundos marinhos, veio de alguns geólogos que relatavam a existência de deslizamentos (*slumping*) subaquáticos, a que deram o nome de Perturbações Intraformacionais (*intraformation disturbances*). Com isto eles quiseram dizer, estratos deformados no seio de estratos não deformados (Friedman, 1991).

Nos Estados Unidos surge uma outra corrente, ainda mais radical, que defendia que não apenas os arenitos marinhos, mas todos os estratos marinhos actualmente expostos à superfície, foram resultado da deposição de sedimentos em águas pouco profundas (Friedman, 1991).

O primeiro verdadeiro teste a este paradigma deu-se em 1909, quando cientistas de uma expedição Alemã ao Pólo Sul, recolheram amostras de fundo marinho com areias. E. Philippi, o geólogo que examinou essas amostras, concluiu que as areias tinham sido depositadas em zonas de praia. Depois da deposição, estas areias foram “levadas” para os fundos oceânicos por enormes movimentos de subsidência. Esta interpretação, embora bastante sólida em relação à deposição das areias, entra em conflito com um outro modelo fundamental da geologia. Este diz que os oceanos e os continentes são características permanentes da crosta terrestre, ou seja, um oceano nunca se transforma num continente ou vice-versa. O problema levantado por este trabalho acabou por ser ignorado (Friedman, 1991).

Em 1897 o geofísico John Milne elaborou vários trabalhos em que indicava provas de que havia actividade nos fundos oceânicos. Milne verificou a relação causa efeito entre sismos e danos em cabos de telégrafo submarinos. Milne concluiu que estes cabos

eram danificados por avalanches submarinas, provocadas por sismos (Friedman, 1991).

O primeiro estudo batimétrico do talude foi efectuado em meados da década de 1930. Os resultados publicados por Veatch e Smith em 1939, mostraram a existência de canhões submarinos, provocando um aceso debate sobre a sua origem (Friedman, 1991).

De acordo com uma hipótese, durante as várias eras glaciares no Quaternário, o nível do mar tinha descido tanto que permitiu que os rios tenham formado esses canhões, que posteriormente foram recobertos pela água, aquando do degelo. Embora já fosse largamente aceite que, durante uma glaciação, o nível médio das águas do mar descia, poucos foram os autores que defenderam uma descida tão grande, ao ponto de permitir a formação subaérea dos canhões, já que cálculos de volume dos glaciares e evidências de antigas linhas de costa, apontavam para uma descida de apenas algumas dezenas de metros. Para contrariar esta hipótese, foi necessário propor um novo mecanismo que explicasse a formação dos canhões, mas actuando debaixo de água. O mecanismo que parecia satisfazer estes requisitos já era conhecido dos limnólogos² e engenheiros de reservatório, e tinha sido descrito por eles sob o nome de *correntes de densidade* (Friedman, 1991).

Em 1948, R. R. Shrock editou um livro sobre estruturas sedimentares primárias, que despertou grande interesse sobre o assunto. As origens de muitas das estruturas, que figuravam no livro de Shrock eram conhecidas. Uma excepção eram os depósitos gradados. O reconhecimento destes depósitos era aceite pela generalidade dos autores da época, mas a sua origem ainda não tinha sido convenientemente explicada (Friedman, 1991).

Nas décadas de 1950-1960 ideias desenvolveram-se rapidamente, não só sobre as correntes de turbidez serem o principal mecanismo de formação dos canhões submarinos e agente activo nos oceanos modernos, mas também como um importante agente de transporte e de deposição de sedimentos nos fundos oceânicos. As correntes de turbidez eram também o principal mecanismo de deposição gradativa de sedimentos. Mais tarde, surgiram outros mecanismos de sedimentação e transporte subaquáticos gravíticos (Friedman, 1991).

Estas novas ideias permitiram ter uma visão mais moderada quanto à profundidade dos mares antigos, fazendo com que a visão de que todos os mares antigos eram de baixa profundidade tenha virtualmente desaparecido (Friedman, 1991).

2.4.1 Processos Depositionais Contínuos

Os Processos Depositionais Contínuos são os principais responsáveis pela erosão, transporte e deposição de sedimentos nos fundos oceânicos e lacustres. Estão divididos em três classes: Fluxos Gravitacionais, Correntes de Fundo e Correntes de Superfície.

Esta divisão, bem como a divisão dentro de cada classe é feita tendo em conta o comportamento mecânico do fluxo, mecanismos de transporte e sistema de sustentação dos sedimentos. Por ser aquele que tem maior relevância para este trabalho apenas vamos descrever, com mais pormenor, a classe dos Fluxos Gravitacionais.

²A limnologia é a ciência que estuda as águas interiores, independente de suas origens, dimensões e concentrações de sais.

Fluxos Gravitacionais

Fluxos Gravitacionais são fluxos de sedimentos ou de uma mistura de sedimentos e água, que se deslocam devido à acção exclusiva da força da gravidade. Existem vários tipos de fluxos gravitacionais, havendo uma variação de velocidade, início do movimento e carga sedimentar transportada.

Middleton e Hampton (1976) (*in* Dias, 2004) distinguiram quatro tipos de fluxos gravitacionais (figura 2.38):

- Fluxos de Grãos (*Grain Flows*) - Neste tipo de fluxo são as colisões entre as partículas que promovem e asseguram a dispersão dos sedimentos. Quando se depositam estes sedimentos podem produzir sequências granocrescentes, isto é, sequências em que na base se depositam os sedimentos mais finos e no topo os mais grosseiros. Este fluxo pode ser originado por actividade biológica bentónica.
- Fluxos Liquefeitos (*Liquified Flows*) - Neste tipo de fluxo, ao contrário do anterior, não há contacto entre os grãos sendo a dispersão e manutenção desse estado efectuado por movimentos ascendentes da água. Geralmente os fluxos liquefeitos produzem depósitos heterogéneos. O início do movimento pode dar-se quando sedimentos não consolidados, presentes numa vertente, são afectados por vibrações causadas, por exemplo, por um sismo.
- Fluxos Detríticos (*Debris Flow*) - São os materiais finos em suspensão que servem de suporte aos sedimentos mais grosseiros. Há muito maior percentagem de material fino que grosseiro. Os depósitos gerados por este tipo de fluxo são maciços, heterométricos e não granoclassificados.
- Correntes de Turbidez (*Turbidity Currents*) - Corresponde a uma mistura turbulenta de sedimentos e água que no conjunto formam um fluido que tem maior densidade global que o liquido circundante.

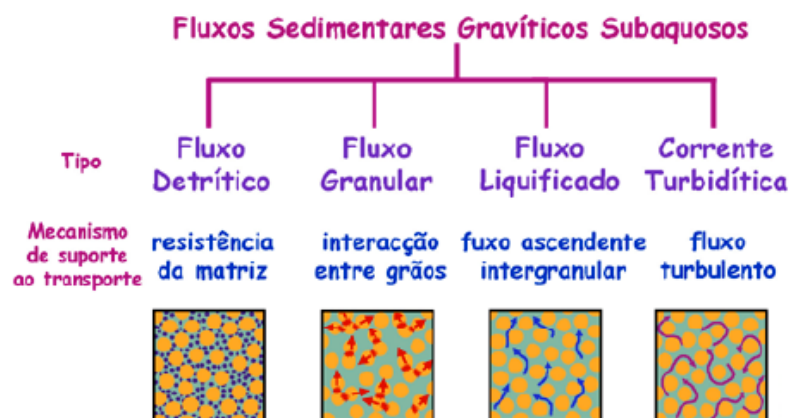


Figura 2.38: Esquema de classificação dos vários tipos de fluxos gravitacionais subaquosos (Dias, 2004).

Convém salientar que a classificação apresentada na figura 2.38 corresponde aos membros puros, não sendo portanto mutuamente exclusivos. Existe mesmo a convicção de que, na maioria dos casos, vários destes mecanismos são simultaneamente importantes e que, num mesmo episódio vários destes mecanismos estejam presentes em função do local do seu percurso.

Por exemplo, uma massa de sedimentos pode entrar em liquefacção devido a um sismo, sendo a suspensão mantida pelo movimento ascendente da água, quando esta começa o movimento descendente ao longo da vertente (fluxo liquefeito). À medida que o fluido acelera, a pressão dispersiva começa a ser cada vez mais importante, podendo passar a um fluxo granular em que os sedimentos são mantidos em suspensão devido a colisões entre partículas. Se a velocidade aumentar ainda mais, o fluido começa a entrar em fase turbulenta, podendo vir a converter-se numa corrente de turbidez de alta densidade. Um conjunto de factores como a mistura com a água envolvente e perda de carga sedimentar, devido à deposição, pode converter este fluxo numa corrente de turbidez de baixa densidade. Se o declive diminuir pode levar a uma desaceleração na parte inferior do fluxo, passando a haver uma maior concentração de material grosseiro nessa parte, podendo dar-se uma separação dos fluxos, passando a haver um fluxo inferior mais denso e com partículas mais grosseiras e outro superior menos denso e com partículas mais finas. O fluxo inferior vai desacelerar mais depressa devido ao atrito deixando de ser turbulento, sendo neste caso as partículas mantidas em suspensão pelo movimento ascendente da água. Neste caso existe um fluxo liquefeito (inferior) e outro que continua com características de corrente de turbidez (superior), (Dias, 2004).

Podemos concluir que nem sempre o fluxo que prevalece na fase final de deposição é aquele que foi responsável pelo transporte, que também pode ser diferente daquele que iniciou o movimento.

Correntes de Turbidez

As correntes de turbidez são suspensões de sedimentos que são sustentadas devido à turbulência do fluido. São o mecanismo mais importante de transporte de material grosseiro para os fundos marinhos (Reading, 1996).

Estas correntes têm a sua origem como resultado da acumulação de uma grande quantidade de sedimentos nos canhões. Nas paredes mais inclinadas dos canhões os sedimentos sofrem deslizamentos periodicamente; para além disso os sedimentos depositados na base do canhão podem sofrer fenómenos de liquefacção e começar a mover-se. O início do movimento também se pode dever a acontecimentos catastróficos como sismos, tempestades, maior fluxo de sedimentos depositados na foz dos rios devido a cheias, etc. (Boggs, 1995).

Esta massa líquida com sedimentos em suspensão é mais densa que a água que a rodeia, podendo deslizar pelo talude sob a influência da força da gravidade, mesmo com inclinações muito pequenas (Prothero, 1996).

No seio de uma corrente de turbidez o material é mantido em suspensão através de um mecanismo conhecido por auto-suspensão (Reading, 1996; Boggs, 1995). Neste equilíbrio dinâmico: (i) a turbulência é gerada pelo fluxo de água; (ii) o fluxo resulta do excesso de densidade da suspensão; (iii) o excesso de densidade resulta do material transportado em suspensão; e (iv) o material é mantido em suspensão pela turbulência. Por forma a manter o fluxo é necessário que as perdas de energia, devido à fricção e

deposição de material, sejam compensadas pelo ganho em energia, devido ao movimento descendente da corrente (Reading, 1996).

O gradiente é também um importante factor de controlo da corrente. Um aumento da inclinação provoca um aumento da velocidade e consequente aumento do poder de erosão e transporte. Por outro lado, uma diminuição da inclinação provoca uma diminuição da velocidade e aumento da deposição (Reading, 1996).

Experiências mostram que as correntes de turbidez têm uma forma característica, esta forma é composta por cabeça, pescoço, corpo e cauda (figura 2.39). A cabeça possui uma forma e padrão de fluidez característicos; vista de cima tem uma forma lobular. No seio da cabeça forma-se um fluxo circulatório para a frente e ascendente. Os sedimentos grosseiros tendem a concentrar-se nesta zona. O corpo é a zona, atrás da cabeça, onde o fluxo é quase uniforme em termos de espessura. Pode haver deposição de sedimentos nesta zona, mesmo que na cabeça o processo dominante ainda seja o de erosão. A cauda é a zona onde o fluxo se estreita e diminui rapidamente (Reading, 1996).

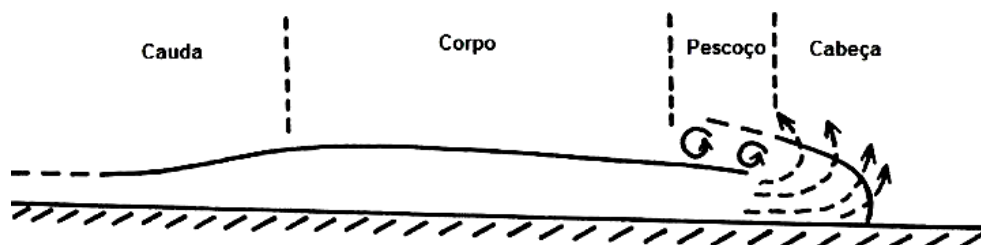


Figura 2.39: Representação esquemática de um corte transversal de uma corrente de turbidez (Reading, 1996).

Para Middleton e Hampton (1976), (*in* Dias, 2004) este padrão tem importantes consequências:

1. A cabeça é a zona de maior erosão e é responsável pelas escoriações do fundo do mar (*scour marks*); é provável que este processo continue mesmo depois do início da deposição de sedimentos na cauda;
2. Um meio denso, constituído por sedimentos misturados com água, tem de ser continuamente fornecido à cabeça para compensar perdas causadas pela turbulência. Presume-se portanto, que há um aumento contínuo de material grosseiro na cabeça da corrente de turbidez (figura 2.40).

A teoria sugere que, para a maioria das correntes de turbidez, a maior parte dos sedimentos grosseiros é depositada numa questão de horas embora, os sedimentos mais finos possam demorar uma semana (Reading, 1996).

Eventualmente, conforme as partículas são depositadas, a corrente torna-se mais diluída, deixa de se mover para a frente e ascende como uma pluma, num processo conhecido por *lift-off* ou *flow lofting*. Os sedimentos finos deste fluxo dispersam-se por uma área muito maior que a da corrente principal. A corrente de turbidez “moribunda” descarrega a sua carga para a coluna de água a mais de 1000 m acima do fundo oceânico e muito mais material é adicionado conforme a cauda da corrente chega à área, ao longo

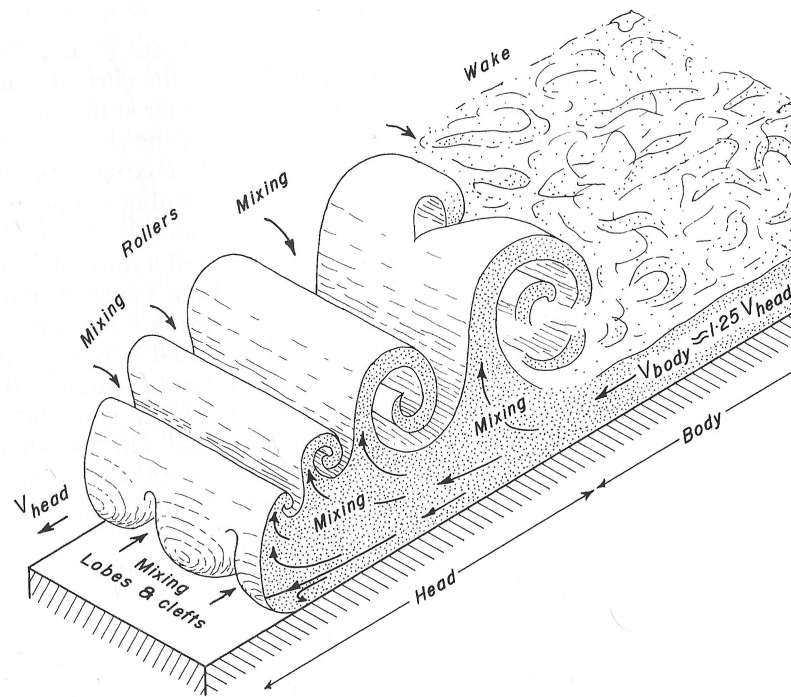


Figura 2.40: Estrutura da cabeça e corpo de uma corrente de turbidez ao avançar pelo talude (Boggs, 1995).

de vários dias. Esta nuvem deposita-se muito lentamente, por cima e numa área muito maior que a dos sedimentos depositados pela corrente de turbidez (figura 2.41). A distribuição das marcas de bioturbação encontradas, sugerem uma escala de semanas a muitos meses para a deposição destas camadas, chamadas de hemiturbiditos (Reading, 1996).

A corrente de turbidez cessa quando deixa de existir um contraste de densidades entre a corrente e a água que a rodeia (Boggs, 1995).

A deposição resulta da desaceleração do fluxo, ocorrendo normalmente no corpo e na cauda. A desaceleração pode ocorrer tanto no tempo como no espaço. O fluxo desacelera no tempo quando sai da influência do evento que o causou. Desacelera no espaço devido à sua expansão lateral, como na foz dos canais, ou ao encontrar um declive menor (Boggs, 1995).

As correntes de turbidez podem ser classificadas quanto à sua densidade e quanto à sua duração:

- Correntes de turbidez de alta ou baixa densidade - a distinção entre estes dois tipos de corrente é feita recorrendo à capacidade de transportarem, ou não, grãos de areia ($>0,06$ mm), sendo de alta para o primeiro caso e de baixa quando não ocorre transporte de areias. Geralmente é aceite o valor de $1,1 \text{ g/cm}^3$ como limite superior de densidade para as correntes de turbidez de baixa densidade (Friedman, 1991).
- Correntes de turbidez de curta ou longa duração - as correntes de curta duração tendem a ter um efeito mais catastrófico, transportando grande quantidade de

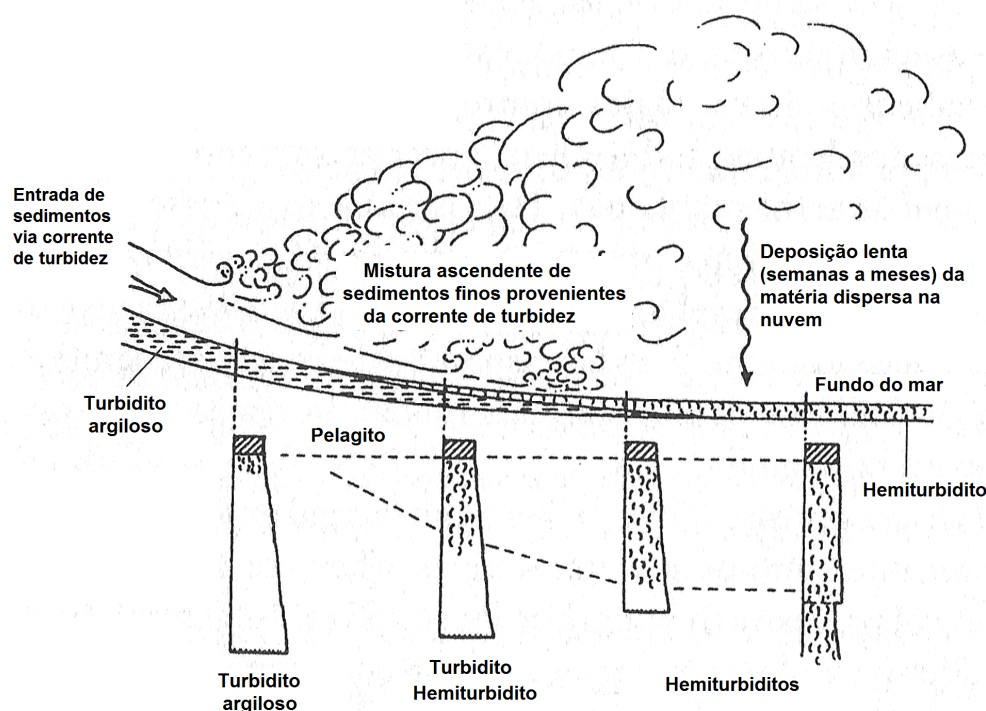


Figura 2.41: Modelo para o processo de *flow lofting* e deposição de hemiturbiditos (Reading, 1996).

sedimentos num curto espaço de tempo. Nas de longa duração o transporte é efectuado continuamente durante um longo período de tempo. Esta divisão coincide grosso modo com a anterior. Na maior parte dos casos as correntes de turbidez de alta densidade são de curta duração, enquanto que as de baixa densidade estão activas durante longos períodos de tempo (Friedman, 1991).

Um depósito sedimentar que resulta da acção de uma corrente de turbidez tem o nome de depósito turbidítico ou turbidito, e será abordado mais tarde.

Características típicas de água rasa estão completamente ausentes deste tipo de depósito (características de praia, areia bem calibrada, marcas deixadas por ondas, etc.), assim como características de exposição subaérea intermitente, tais como impressões de gotas de chuva, mostrando que as correntes de turbidez actuam nos fundos marinhos.

Correntes de turbidez de alta densidade, alta velocidade

Correntes de turbidez de alta densidade são correntes com capacidade de transportar sedimentos grosseiros até ambientes de águas profundas.

Estas correntes têm como origem provável: (1) a transformação de deslizamentos (*slumps*) ou fluxos detríticos por mistura com água do mar; (2) a queda de areias, fluxo de grãos ou correntes de fundo que alimentam os canhões submarinos; (3) tempestades que agitam os sedimentos não consolidados, que se encontram depositados no fundo do mar e (4) material em suspensão, introduzido directamente pelos rios durante cheias e/ou por glaciares (Reading, 1996).

Estas correntes contêm mais de 20 a 30% de sedimentos, podem incluir areias grosseiras, seixos e sedimentos finos. Os sedimentos grosseiros são suportados pela turbulência, ajudada pelas colisões entre os grãos e pela própria matriz de finos (Boggs, 1995).

Quando confinadas nos canais submarinos, estas correntes têm a capacidade de transportar cascalho (até 10 cm de diâmetro), como carga de fundo. Em ambientes de mar profundo, estes fluxos podem erodir as camadas superficiais argilosas em áreas bastantes extensas. Esta entrada de material vai compensar as perdas causadas pela deposição do material mais grosseiro, permitindo que a corrente percorra grandes distâncias (Einsele, 2000).

Correntes de turbidez de baixa densidade, baixa velocidade

As correntes de turbidez de baixa densidade contêm cerca de 20 a 30% de sedimentos. São compostas na sua maioria por argilas, siltes e areias finas a médias. Estes sedimentos são mantidos em suspensão exclusivamente devido à turbulência (Boggs, 1995).

Este tipo de correntes deve ser muito mais comum que as suas homólogas de alta densidade, podendo ocorrer de várias formas, geradas por vários processos: (1) ondulação gerada aquando de uma tempestade pode colocar em suspensão sedimentos da plataforma continental gerando uma corrente de turbidez; (2) o transporte contínuo de sedimentos finos ao longo da plataforma pode gerar correntes de pequenas dimensões; (3) fluxo ao longo dos canhões de espessas camadas nefeloides; (4) descarga directa para o mar por parte dos rios em época de cheias ou de glaciares pode também produzir, directa ou indirectamente, este tipo de correntes e (5) *Creep*, deslizamentos, fluxos de detritos e correntes de turbidez de alta densidade podem tornar-se, parcial ou totalmente, em correntes de turbidez de baixa densidade (Reading, 1996).

Este tipo de corrente flui muito lentamente, a sua capacidade de erosão é muito reduzida, ou mesmo inexistente, mas uma turbulência ténue é capaz de manter o material em suspensão por longos períodos de tempo. Pode apresentar uma espessura razoável e depositar a sua carga em suspensão na forma de finas camadas, que se estendem por uma grande área (Einsele, 2000).

Generalidades Sobre os Turbiditos

Como foi descrito atrás os depósitos originados pelas correntes de turbidez foram designados de depósitos turbidíticos ou turbiditos.

Bouma, em 1962, completou um exaustivo estudo de depósitos turbidíticos antigos e desenvolveu um modelo para a fácies turbidítica, hoje conhecido por Sequência de Bouma (Prothero, 1996), (figura 2.42).

Um turbidito individual ideal compreende cinco unidades, cada uma com uma estrutura sedimentar específica (Prothero, 1996; Boggs, 1995; Reading, 1996):

- Intervalo Gradado (T_a) - esta é a parte inferior da sequência mostrando uma gradação mais ou menos evidente. Em sedimentos de granulometria pouco variável pode ser incipiente. Não apresenta mais nenhuma estrutura de sedimentação

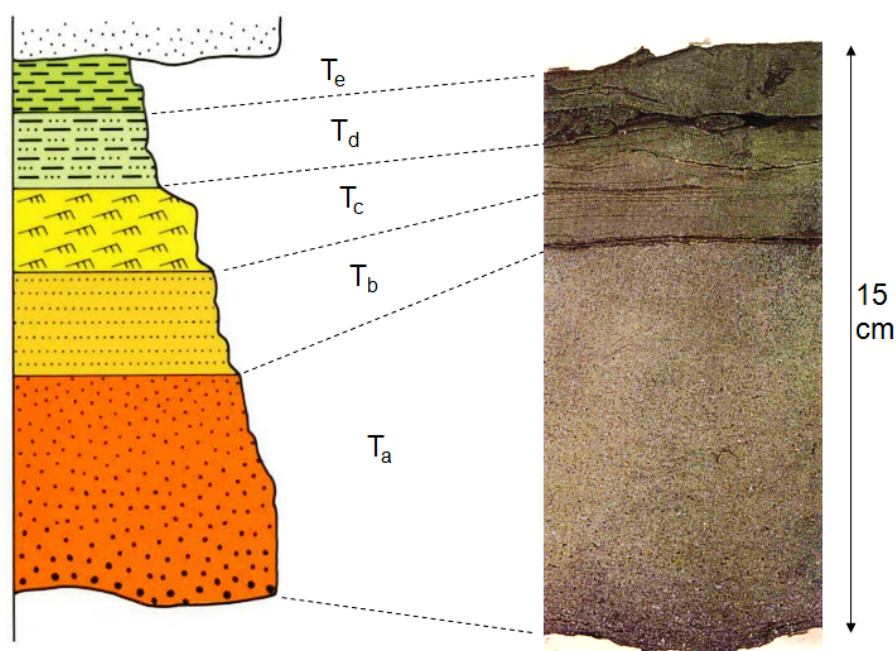


Figura 2.42: Sequência de Bouma, à esquerda a representação esquemática e à direita o equivalente num testemunho.

- Lâmina Paralela Inferior (T_b) - este intervalo é constituído, maioritariamente por lâminas paralelas de areia, podendo haver gradação. O contacto com a unidade inferior é gradual;
- Intervalo de Lâminação Ondulada (T_c) - este intervalo é composto por areia fina e silte que evidenciam um fluxo lento. A altura das “ondas” é inferior a 5 cm e o comprimento é inferior a 20 cm. O contacto com o intervalo inferior é brusco;
- Lâminação Paralela Superior (T_d) - este intervalo é constituído por areias muito finas a siltes argilosos e apresenta uma lâminação paralela. O contacto com o intervalo inferior é distinto;
- Intervalo Pelágico (T_e) - intervalo com sedimentos argilosos sem estruturas sedimentares identificáveis. Uma diminuição no conteúdo em areias e no tamanho do grão pode ser identificado da base para o topo. O contacto com a zona inferior é gradual. Por vezes no topo deste intervalo podem ser encontradas margas ou margas argilosas.

Em alguns casos, a unidade T_e é coberta por uma argila hemipelágica laminada que se deposita nos períodos entre correntes de turbidez. Na prática é muitas vezes quase impossível fazer a distinção entre estas argilas e os sedimentos pertencentes à unidade T_e (Prothero, 1996).

A sequência completa, anteriormente descrita, só foi encontrada em depósitos do tipo *flysch* bastante espessos, mas na maior parte dos casos a sequência não está completa, faltando o intervalo inferior ou superior, e em alguns casos os dois.

Para tentar explicar a ausência destes intervalos, Bouma apresentou a hipótese que o desenvolvimento dos diferentes intervalos se dá na forma de corpos em forma de

língua, onde os intervalos de sedimentos mais finos ocupam uma área maior (figura 2.43).

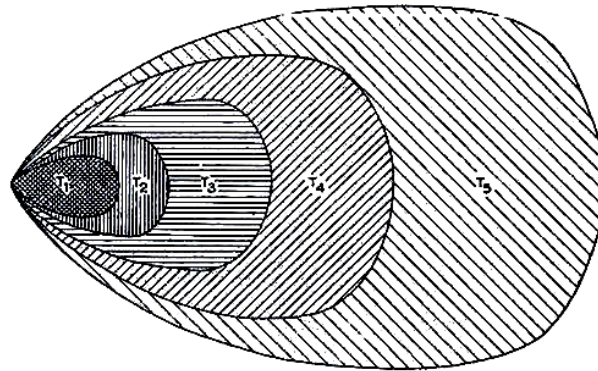


Figura 2.43: Plano hipotético mostrando a distribuição geográfica dos diferentes níveis de um turbidito típico. $TP_1 = T_a$ na base e $T_5 = T_e$ no topo.

Este padrão de deposição seria o resultado da diminuição de velocidade e do tamanho do grão na direcção da corrente. Portanto, junto à fonte todos os intervalos estariam representados e nas zonas mais profundas, na direcção da corrente, os intervalos inferiores estariam ausentes (figura 2.44). A remoção dos intervalos do topo por erosão, antes da deposição da próxima sequência (durante a passagem de uma outra corrente de turbidez), produz sequências onde a base e o topo estão ausentes.

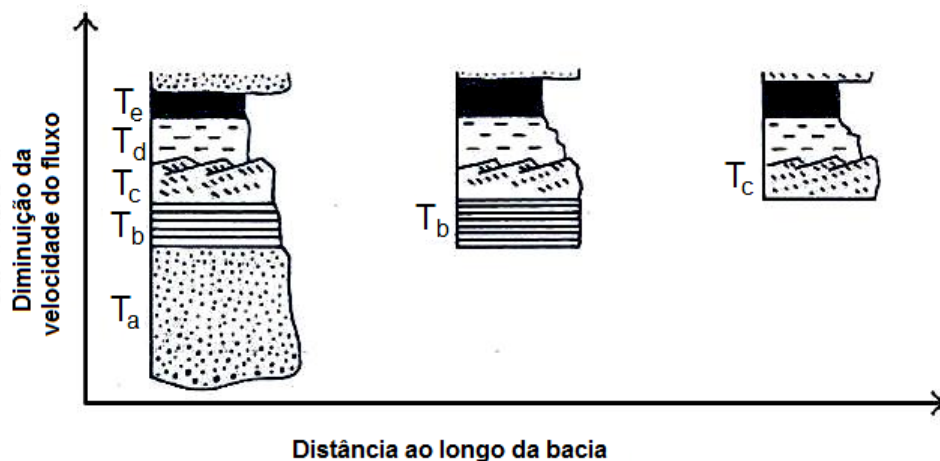


Figura 2.44: Gráfico que mostra o efeito da distância *vs* diminuição do fluxo sobre o tipo de intervalos da sequência de Bouma que são depositados. Legenda: ver figura 2.42

Caracterização Geométrica e Faciológica dos Principais Tipos de Depósitos turbidíticos

A descrição dos sistemas sedimentares através de “elementos arquitectónicos” está a ser cada vez mais usada para a classificação dos sistemas de complexos sedimentares em águas profundas (strata.geol.sc.edu).

Sprague *et al.* (2002), (*in strata.geol.sc.edu*) relaciona directamente a hierarquia dos “elementos arquitectónicos” e as suas superfícies limítrofes com a hierarquia das unidades estratigráficas. Como um todo, estes blocos estratigráficos, geneticamente relacionados, formam a arquitectura sedimentar dos sistemas deposicionais em águas profundas. Os elementos mostram um aumento progressivo de complexidade desde a deposição de um único fluxo gravítico até vários depósitos, que podem abranger a totalidade da bacia (*complex system set*) (figura 2.45).

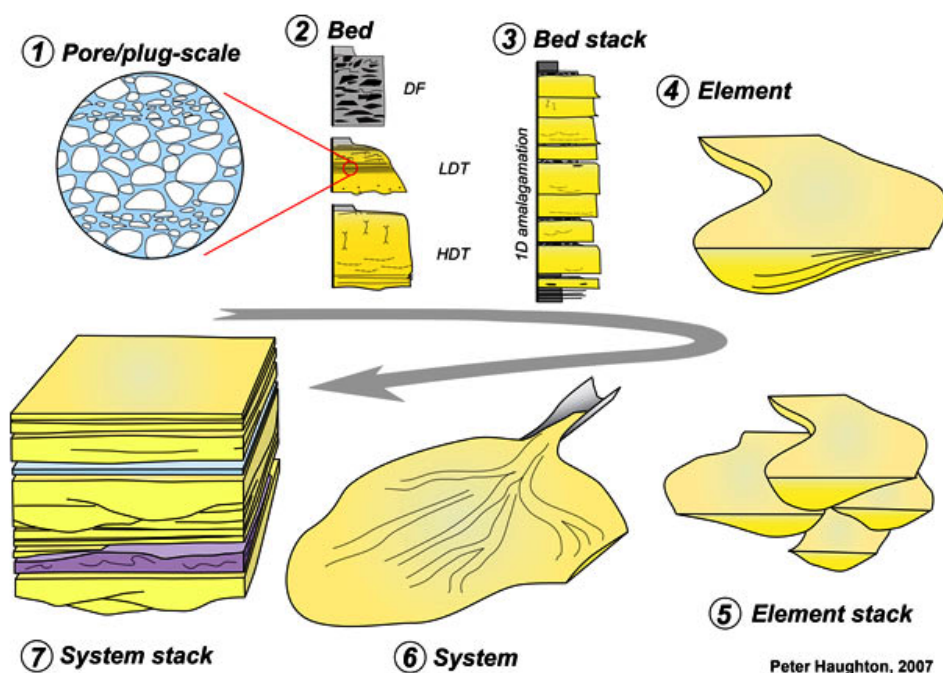


Figura 2.45: Evolução da complexidade dos elementos estruturais presentes numa bacia sedimentar em águas profundas (*deep-water*) (Haughton, 2007, *in strata.geol.sc.edu*).

A interpretação de sistemas em água profunda envolve uma mistura de formas a abordar a hierarquização dos seus elementos. Uma vez aborda-se a classificação do topo para a base, outras da base para o topo.

O sistema de classificação do topo para a base estabelece, numa primeira fase, relações deposicionais mais grosseiras entre os sedimentos, incluindo a geomorfologia básica da bacia e a topografia do fundo do mar na vizinhança dos depósitos. Posteriormente, são divididos nos principais elementos arquitectónicos do leque. São identificados e descritos desde a fonte, em termos das suas dimensões.

Alguns destes elementos, em ordem decrescente de complexidade são (figura 2.46):

- Complexos em leque;
- Canhões e canais tributários;
- Diques marginais (*Levees*);
- Montes e lóbulos;
- Contornitos.

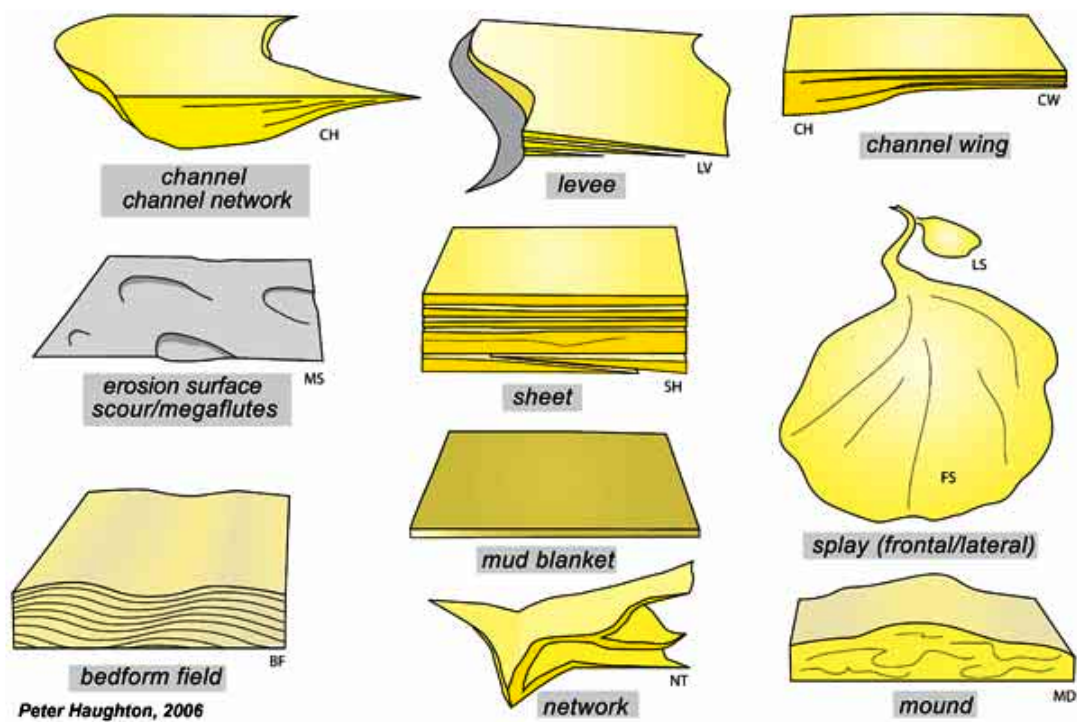


Figura 2.46: Elementos arquitectónicos principais dos sistemas em águas profundas (strata.geol.sc.edu).

Nesta fase é adicionado um maior detalhe, ao fazer uma descrição da base para o topo. Esta descrição é feita tendo em conta a abundância relativa de determinadas fácies e a distribuição das suas geometrias deposicionais. Diferentes locais de deposição têm fácies com características similares incluindo tipos de sedimentação, geometria e bioestratificação. Estas podem ser agrupadas em corpos sedimentares e geometrias mais abrangentes, que são grosso modo similares, formando assim a base da classificação da base para o topo. Desta hierarquia fazem parte:

- Canais;
- Lâminas;
- Diques marginais presentes no enchimento de canhões;
- Canais arenosos com diques marginais;
- Canais arenosos amalgamados;
- Lâminas arenosas estratificadas e amalgamadas;
- Deslizamentos (*Slumps*);
- Fluxos detríticos;
- Argilitos marinhos.

Esta combinação heterogénea de fácies e os seus contactos geométricos formam a arquitectura dos sedimentos em água profunda, que muitas vezes têm uma hierarquia única e característica desse local. Este facto reflecte diferenças na taxa de acumulação de sedimentos devido à posição geográfica que ocupam no sistema, por exemplo: os braços de um sistema distributário ou a secção mais próxima da área fonte.

Morfologia dos complexos em leque (Fan Complexes)

Seguindo, desde a sua origem até à bacia, os leques em água profunda, tanto os modernos como os antigos podem ser divididos segundo Beaubouef *et al.* (1999), *in strata.geol.sc.edu* nos seguintes membros:

- Canais do talude;
- Canais na Base do talude;
- Leques proximais;
- Leque médio e externo.

As características geométricas e litofácies de cada um destes elementos não são fáceis de distinguir das dos membros adjacentes e esta é uma classificação muito geral. Outras classificações fazem uma diferenciação entre leques antigos e modernos, usando como argumento que as características geométricas dos leques modernos pode ser vistas directamente, embora a sua estrutura interna seja inferida. Nos leques antigos a estrutura interna é conhecida através de afloramentos, secções sísmicas e testemunhos de poços, sendo a geometria inferida (Stelting *et al.* (s/data), *in strata.geol.sc.edu*).

Usando a terminologia de Stelting *et al.*, s/data, *in strata.geol.sc.edu*, a geomorfologia e associação de fácies, associada a sistemas de leques turbidíticos de sedimentos finos ricos em argilas, em bacias não confinadas, podem ser divididas em (figura 2.47):

- Leque superior ou interno – dominado por um canal principal, onde se acumulam conglomerados e arenitos maciços de natureza lenticular;
- Leque Médio – caracterizado por complexos de canais-diques marginais que comecem perto ou na base do talude. Estes complexos são tipicamente sinuosos e diminuem de tamanho na direcção do fluxo (Peakall *et al.*, 2000, *in strata.geol.sc.edu*);
- Leque inferior ou externo – constituído por canais efémeros, superficiais e de pequenas dimensões (distributários), que passam gradualmente a complexos de lâminas arenosas, característicos da porção distal do lóbulo (*fan lobe*).

Na província de sal do Golfo do México e costa ocidental africana, lâminas de areia e sistemas de canais e diques marginais estão verticalmente intercalados. Isto deve-se a mudanças de gradiente nas micro-bacias, soerguimento da superfície das bacias e à flutuação na taxa de fornecimentos de sedimentos, conforme a bacia enche e derrama sedimentos para as bacias que estão imediatamente abaixo. Os quatro elementos que compõem estas bacias confinadas são: canais arenosos com diques marginais; canais arenosos amalgamados; lâminas de areia estratificadas e amalgamadas e deslizamentos (Steffens, 1993, *in strata.geol.sc.edu*).

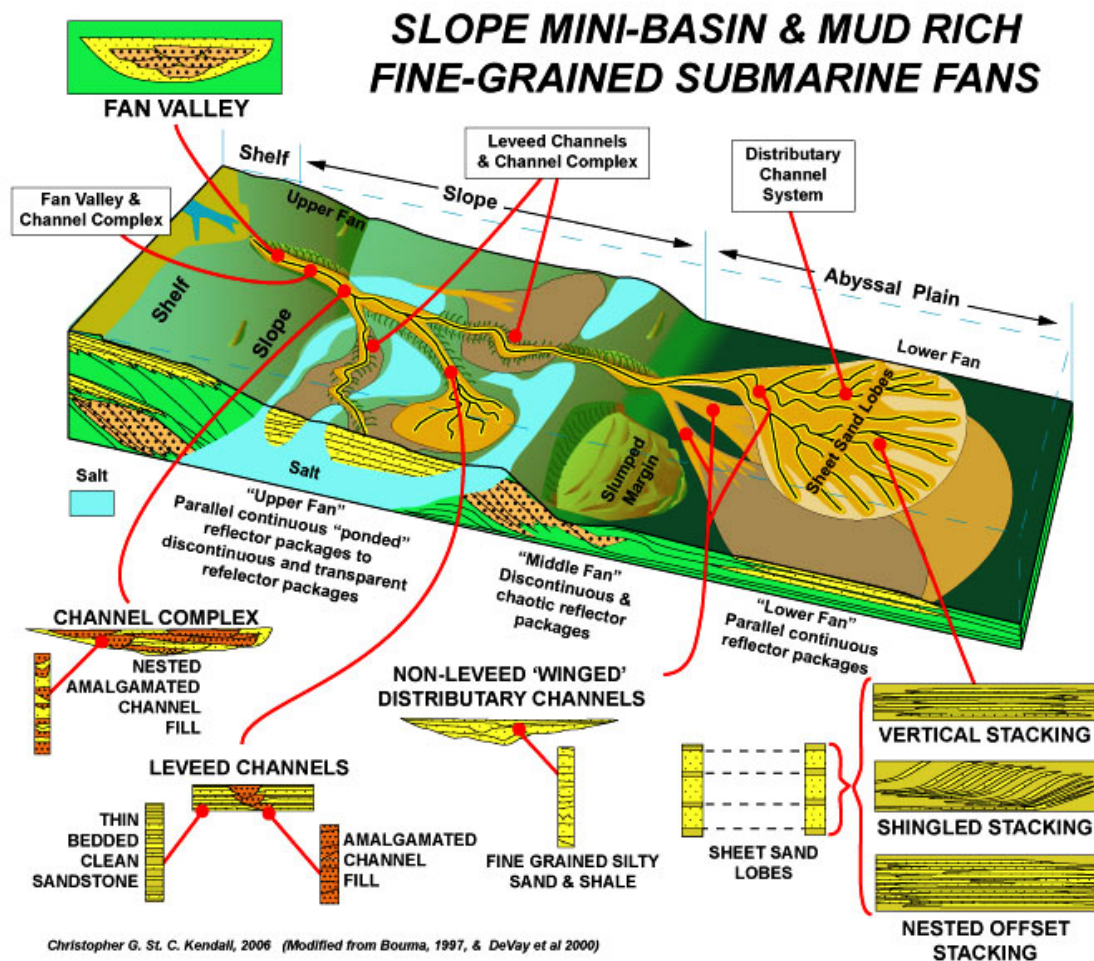


Figura 2.47: Leque submarino com sedimentos finos e ricos em argilas (Christopher, 2006, *in* strata.geol.sc.edu).

Canais

Os canais têm, normalmente, uma base erodida bastante evidente (figura 2.48). Nos canhões e vales localizados a meio do talude o enchimento proximal destes canais está normalmente aglomerado, podendo estar amalgamado ou mesmo compactado. Nas zonas mais distais, o enchimento pode extravasar os limites do canal e dependendo do tipo de bacia e área fonte, as areias têm menos tendência a ser amalgamadas podendo estar intercaladas com sedimentos mais finos (strata.geol.sc.edu).

Na base do talude, onde os canais desembocam dos canhões e vales, a sua largura pode variar dos 3 km até aos 200 m (Posamentier & Kolla, 2003, *in* strata.geol.sc.edu). Conforme o canal se move talude abaixo, a sua sinuosidade muda localmente de média para alta. O carácter sísmico (altas amplitudes) comum neste tipo de feição é interpretado como representando a presença de areias que preenchem os canais (Posamentier & Kolla, 2003, *in* strata.geol.sc.edu), (figura 2.49).

Numa secção sísmica transversal ao canal, localizada perto do canhão submarino, este tem uma forma característica de asa de gaivota que se deve à presença de diques marginais (figura 2.50), (strata.geol.sc.edu).

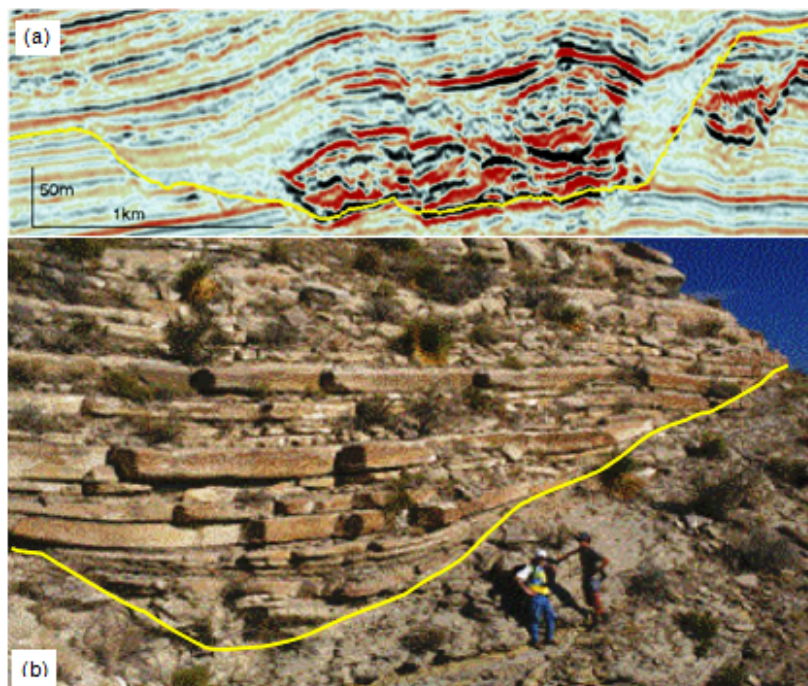


Figura 2.48: (a) linha sísmica e (b) um afloramento onde é bastante evidente a base erodida de um canal (traço a amarelo) (Mayall *et al.*, 2006).

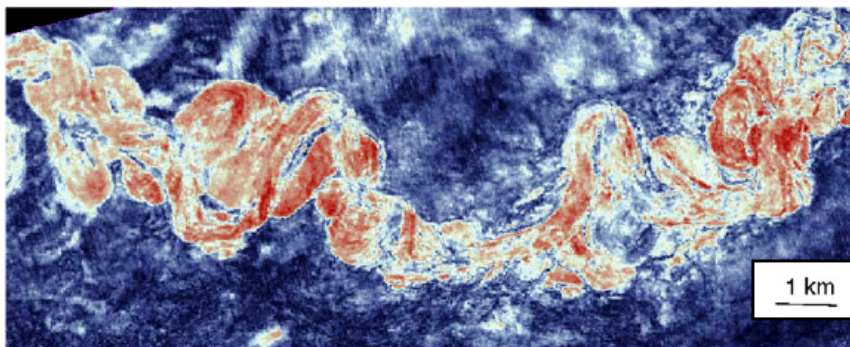


Figura 2.49: Mapa de amplitudes onde são perfeitamente visíveis os canais meandriformes. As altas amplitudes correspondem às cores quente e as baixas amplitudes às cores frias (Mayall *et al.*, 2006). Comparar com um complexo de canais detectado na área de estudo, figura 5.54.

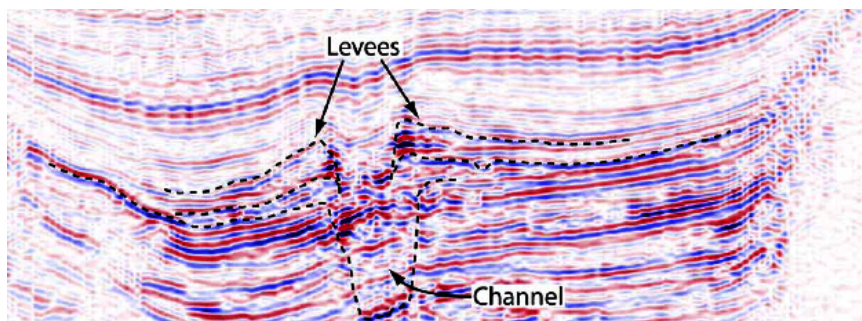


Figura 2.50: Linha sísmica com um canal com depósitos de dique marginal (*levee*) com a forma característica de asa de gaivota (Gee, 2006).

Na porção mais distal do leque, os canais não estão tão profundamente “cavados” no fundo oceânico como nas partes mais proximais, ocorrendo também de forma mais espaçada. Passam gradualmente a complexos de lâminas arenosas que são característicos das partes distais dos lóbulos (strata.geol.sc.edu).

Ghosh and Lowe (1993), *in* Reading, 1996, propõem uma classificação dos complexos de canais, baseada em associações de fácies. A classificação é feita por ordens. O elemento arquitectónico de primeira ordem é a sequência de Bouma. A segunda ordem é composta por várias destas sequências, depositadas por vários fluxos. Elementos de terceira ordem são compostos por pacotes de fluxos com características similares, interpretados em termos das feições principais reconhecidas em ambientes de mar profundo: canais, diques marginais ou lóbulos (figura 2.51). Os elementos de quarta ordem consistem numa associação de elementos de terceira ordem. Eles representam complexos de canais-diques marginais ou sequências de canais e diques marginais interdigitados. Os elementos arquitectónicos de quinta ordem estão ao nível das Formações sedimentares, compreendendo várias sequências de quarta ordem. A ordem mais alta é a sexta ordem a qual abarca vários complexos de leque.

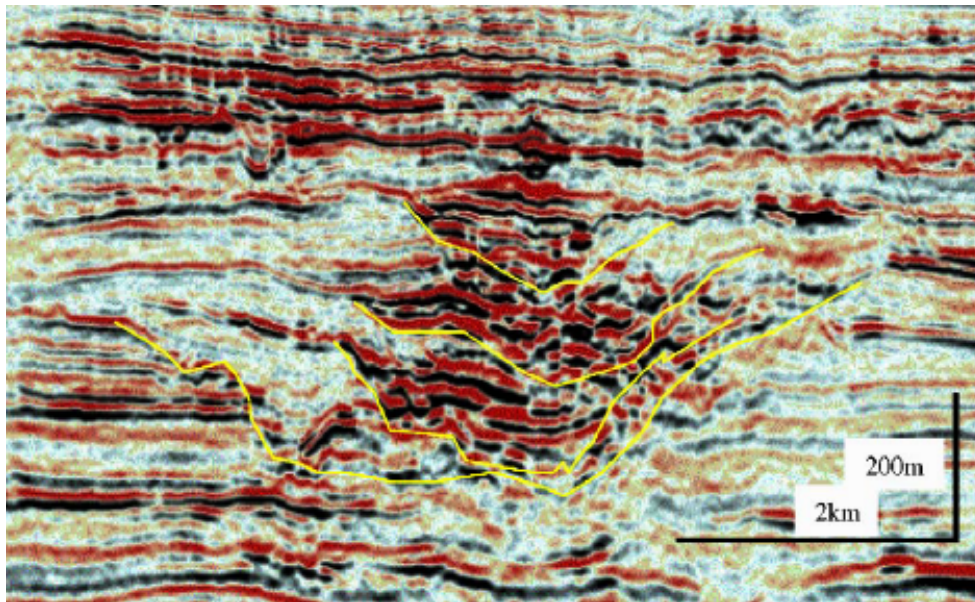


Figura 2.51: Linha sísmica onde estão interpretados elementos de terceira ordem, superfície de erosão a amarelo (Mayallet *et al.*, 2006). Comparar com algumas linhas sísmicas da área em estudo, figuras 5.56 e 5.58.

Cada uma das ordens é limitada por superfícies que marcam a mudança de condições. As superfícies dos elementos de segunda ordem formam-se entre fluxos, separando unidades sedimentares. Superfícies de elementos de terceira e quarta ordem separam pacotes distintos de unidades sedimentares, sendo estas superfícies, na maior parte dos casos, superfícies erosionais (Reading, 1996).

Os canais turbidíticos podem apresentar perfil assimétrico, devido ao efeito da força de Coriolis (corresponde a uma componente deflectiva aparente da força centrífuga produzida pela rotação da Terra). O efeito de Coriolis traduz-se na tendência das partículas em movimento na superfície da Terra, serem deflectidas para a direita, no hemisfério Norte e para a esquerda no hemisfério Sul. Assim quando a carga sedimentar mais fina

(transportada por correntes de turbidez confinadas) extravasa os limites dos canais, tende a acumular-se preferencialmente à esquerda destes, devido à sua localização no hemisfério Sul, onde constrói diques marginais mais proeminentes. Uma vez criada uma feição fisiográfica mais à esquerda, os canais tendem a migrar preferencialmente para a direita até que ocorre uma avulsão, quando os canais passam a ocupar uma nova posição (figura 2.52).

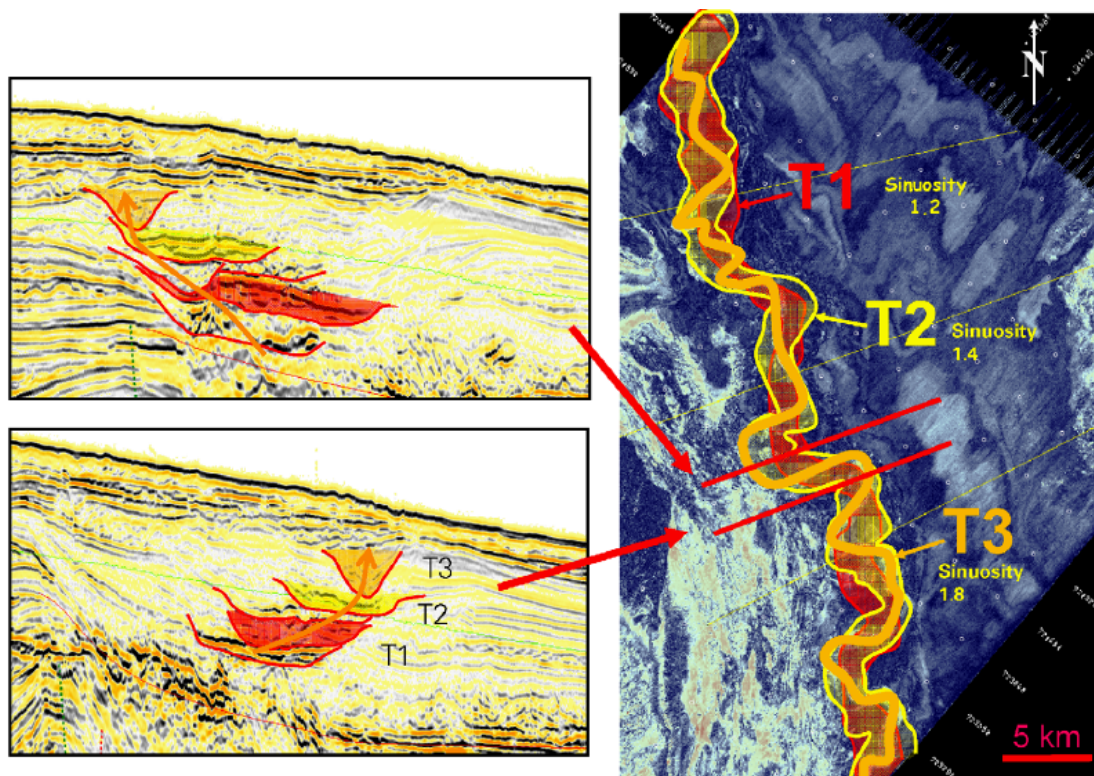


Figura 2.52: Migração dos canais para novas posições (Mayall *et al.*, 2006). Comparar com o conjunto de canais B da área de estudo da figura 5.56.

Lâminas de areia

A porção distal dos leques turbidíticos de águas profundas é, muitas vezes, o local de deposição de lâminas de areia. Posamentier (2003), *in strata.geol.sc.edu* explica como os complexos de canais distributários de baixa sinuosidade formam lâminas lobulares, que chegam a atingir 5-10 km de largura e centenas de quilômetros de comprimento, prolongando-se até ao limite destes sistemas. Estas unidades lamelares, de composição arenítica são, na maior parte dos casos, fracamente canalizadas e associadas a depósitos de *overbank*, ricos em areias. Nestes locais, a espessura dos depósitos de dique marginal já se encontra para além do limite de resolução do método sísmico (Posamentier, 2003, *in strata.geol.sc.edu*). Quando estas lâminas são depositadas em bacias não confinadas, apresentam variações na litologia e na geometria, mostrando que não estavam axialmente confinadas pela bacia. No entanto, têm tendência a evidenciar variações verticais de fácies que sugerem que se podem ter acumulado em pequenas áreas

do leque. Estas lâminas, na sua maioria, encontram-se interdigitadas com argilitos de elevada continuidade lateral (strata.geol.sc.edu).

No caso das bacias confinadas, as lâminas não apresentam uma variação lateral de fácies, serão afuniladas e compactadas verticalmente. Podem ser depositadas como intervalos estratificados e amalgamados, que se estendem por todo o leque e por vezes, por toda a bacia (strata.geol.sc.edu).

Canais arenosos com diques marginais

Os diques marginais depositam-se nas margens dos canais principais dos leques, especialmente na parte exterior das curvas dos canais (figura 2.53), (strata.geol.sc.edu). Quando o fluxo de sedimentos é maior do que aquele que o canal consegue acomodar dentro dos seus limites, estes extravasam as margens do canal e são depositados na sua proximidade.

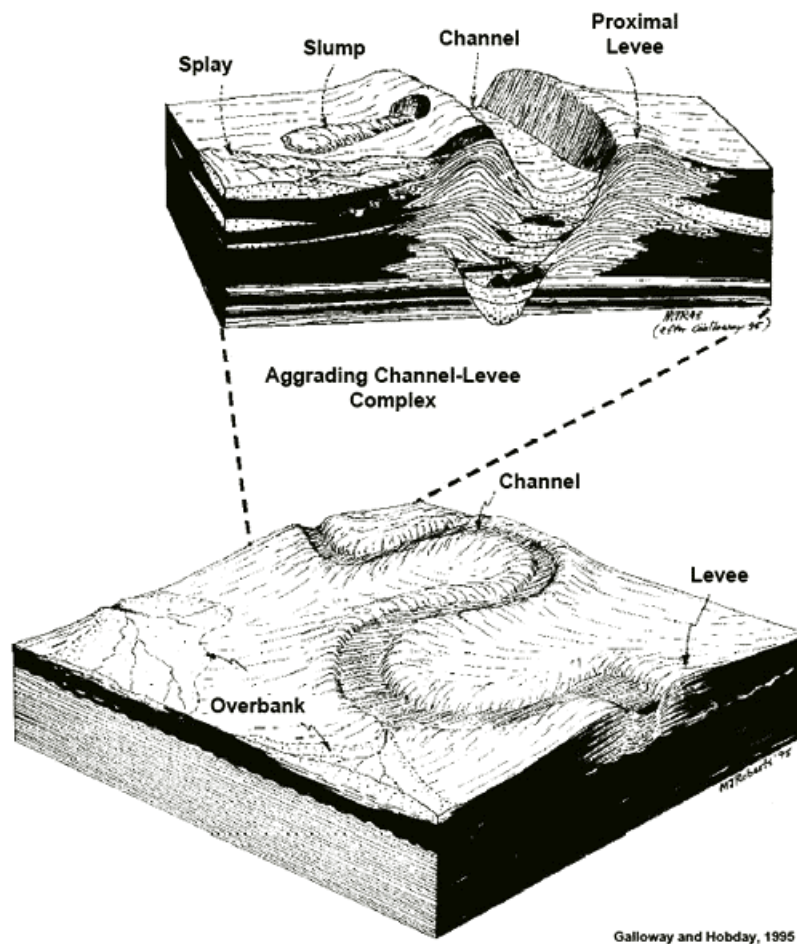


Figura 2.53: Corte transversal de uma secção de um canal onde se evidenciam os depósitos do tipo dique marginal (Galloway, 1995, *in* strata.geol.sc.edu).

A espessura dos diques marginais decresce sistematicamente ao longo do leque. Muitas vezes apresentam continuidade lateral de fácies nas porções proximais, mas na maior parte dos casos existem variações bruscas de litologia, onde o enchimento

dos canais e os diques marginais apresentam um contacto erosivo. Modelos teóricos, baseados em afloramentos, amostras de poços e imagens sísmicas ajudam a identificar o potencial, em termos de reservatório destas fácies (Slatt, 2000 *in* strata.geol.sc.edu).

Deslizamentos (*Slumps*)

Quando a inclinação das paredes da bacia é tal, que os sedimentos aí depositados se tornam instáveis, dá-se eventualmente episódios de deslizamentos (*slumping*). As provas destes movimentos podem ser: deformações intra-formações e/ou cicatrizes (figura 2.54). Os deslizamentos também se pode dar em mini-bacias, que se encontram ligadas ou são atravessadas por canhões e vales submarinos. Conforme estes canais vão “escavando” o seu leito, as suas margens vão ficando cada vez mais inclinadas e mais instáveis, até que os sedimentos se precipitam para dentro do canal. Esta instabilidade das margens dos canais também se pode dar do lado de fora dos canais, nomeadamente nos flancos dos diques marginais (figura 2.53), (strata.geol.sc.edu).

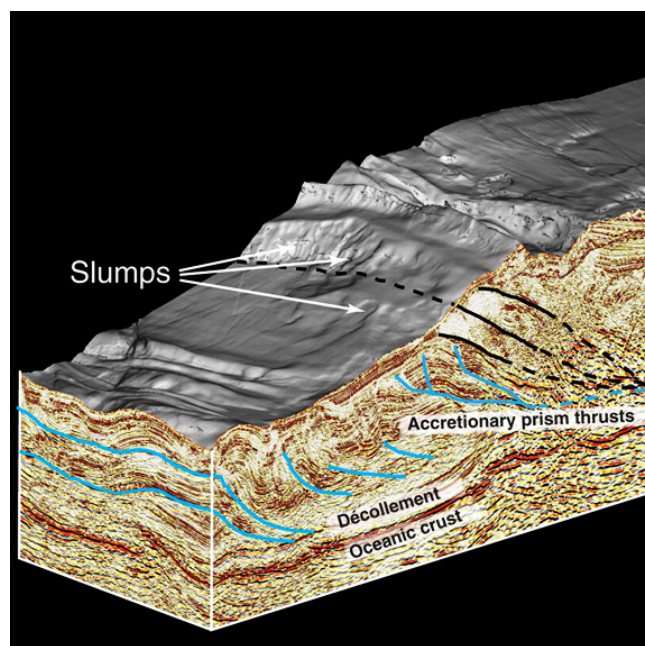


Figura 2.54: Bloco de sísmica 3D onde foram identificadas várias cicatrizes de deslizamentos (www.jsge.utexas.edu).

2.4.2 Correntes de Contorno

Diferenças de densidade nas águas superficiais, devido a variações de temperatura e salinidade, criam padrões circulatórios verticais nas massas de água dos oceanos, conhecidos por circulação termohalina (Boggs, 1995).

As correntes oceânicas de fundo formam-se por arrefecimento e deslocamento descendente, na coluna de água, de águas superficiais a latitudes elevadas (Gill, 1973; Killworth, 1973, *in* Reading, 1996). Estas correntes deslocam-se a grandes profundidades como correntes de fundo (Boggs, 1995), (figura 2.55).

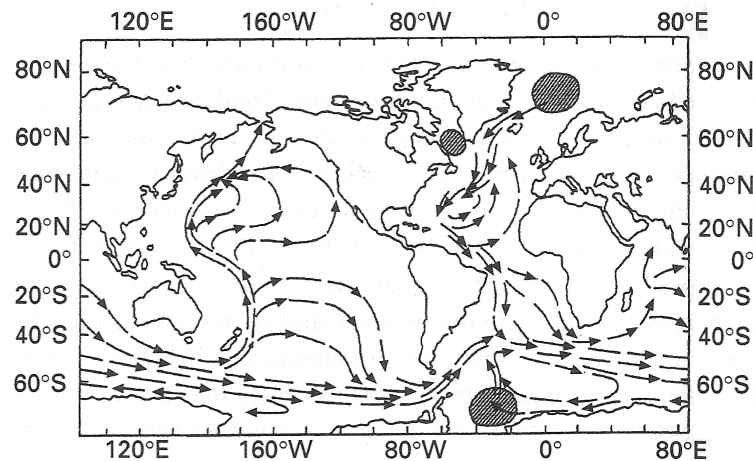


Figura 2.55: Padrões de circulação global de águas profundas. Áreas escuras são regiões de produção de águas profundas (Pickering, 1989, *in* Reading, 1996).

O percurso destas correntes é influenciado pela topografia dos fundos oceânicos. A estratificação, devido à densidade a que as águas dos oceanos estão sujeitas, faz com que, quando estas correntes de fundo circulam junto às margens continentais fluam paralelas às isolinhas de profundidade, sendo por isso também chamadas de *correntes de contorno* (Boggs, 1995).

A *Antartic Bottom Water (AABW)*, a corrente mais densa e mais profunda dos oceanos, forma-se no Mar de *Weddell* na Antártica. Esta corrente flui pelo talude abaixo e circula para Este à volta da Antártica, podendo fazê-lo várias vezes, fluindo eventualmente para Norte para os oceanos Atlântico, Índico e Pacífico (Reading, 1996), (figuras 2.55 e 2.56).

As correntes de contorno podem ser intensificadas localmente, quando passam por locais estreitos, como por exemplo, as zonas de fracturas da Crista Média Oceânica (Reading, 1996), ou o Estreito de Gibraltar.

A maioria das correntes de fundo é bastante lenta ($<2 \text{ cm.s}^{-1}$) mas algumas como a *Western Boundary Current*, que actua no Atlântico, têm velocidades médias de $10\text{--}20 \text{ cm.s}^{-1}$, podendo pontualmente passar os 100 cm.s^{-1} quando o fluxo passa por um local bastante restrito (Stow & Lovell, 1979; McCave & Tucholke, 1986, *in* Reading, 1996).

Embora estas correntes sejam mais ou menos contínuas e tenham competência para, em certas partes do seu percurso, erodir, transportar e depositar sedimentos, elas são também altamente variáveis em termos de velocidade e direcção (Luyten, 1977; Richardson & Mayer, 1981; Nowell & Hollister, 1985, *in* Reading, 1996).

Periodicidade sazonal (Shor *et al.*, 1980, *in* Reading, 1996) e de marés (McCave *et al.*, 1980, *in* Reading, 1996) foi registada e a inversão da corrente é comum. Variações na cinética dos oceanos (Richardson, 1983; Cheney & Beckley, 1983, *in* Reading, 1996) podem resultar em curtos períodos (dias a semanas) de erosão, associados a correntes de alta velocidade e longos períodos (semanas a meses) de deposição, associados a correntes de baixa velocidade. Durante tempestades, grandes quantidades de sedimentos são postos em suspensão e podem ser transportados por estas correntes ao longo de grandes distâncias (Reading, 1996).

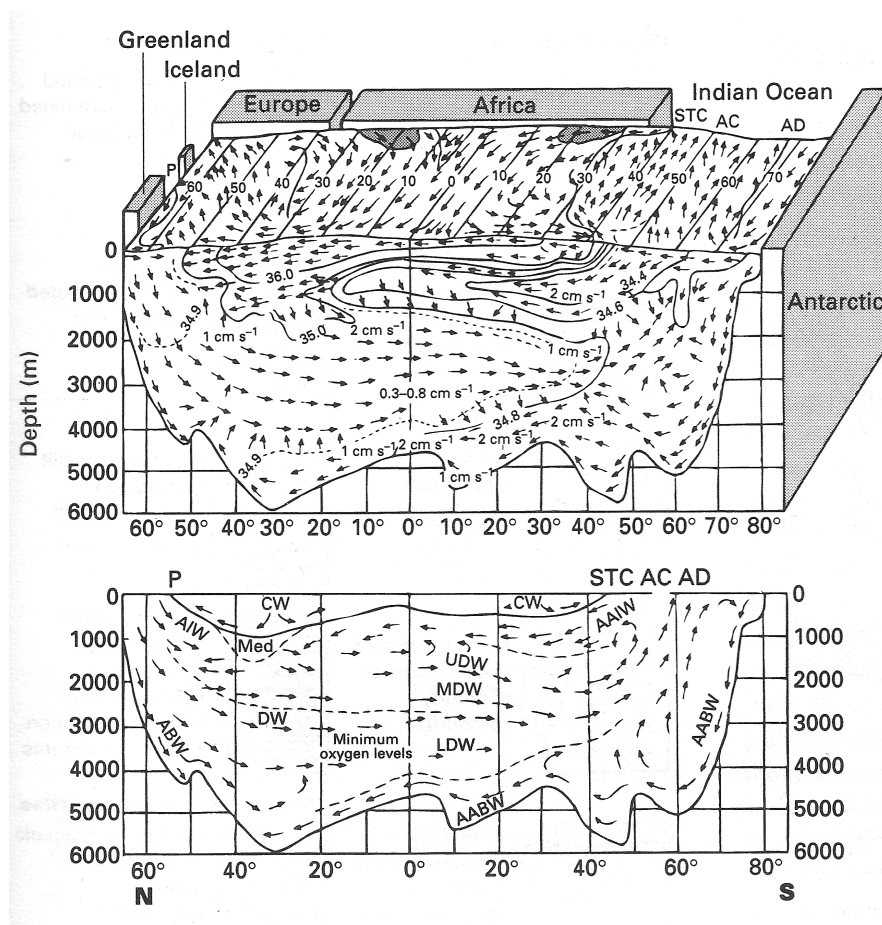


Figura 2.56: Massas de água profunda no Atlântico (Stow, 1994 *in* Reading, 1996). Legenda: ABW-Arctic bottom water, AABW-Antarctic bottom water, AAIW-Antarctic intermediate water, AIW-Arctic intermediate water, CW-Central water, DW-Deep Atlantic water, UDW-Upper deep-water, MDW-Middle deep-water, LDW-Lower deep-water, Med-Água do Mar Mediterrâneo, AC-Antarctic convergence, AD-Antarctic divergence, STC-Subtropical convergence, P-Arctic polar front, - - - Minimum oxygen levels

Contornitos

Foram identificadas duas fácies resultantes da sedimentação de correntes de contorno: contornitos argilosos e contornitos arenosos. Esta classificação foi desenvolvida a partir de contornitos recentes (Stow & Lovell, 1979; Stow, 1982, *in* Reading, 1996)), já que a identificação com segurança, de contornitos antigos é particularmente difícil (Lovell & Stow, 1981; Faugères & Stow, 1993, *in* Reading, 1996).

Contornitos argilosos são compostos por sedimentos finos, argilas mal calibradas e sedimentos com calibre de siltes, biogénicos e terrígenos com cerca de 15% de fracção arenosa. São homogêneos ou sem estrutura aparente e intensamente bioturbados. Esporadicamente, podem ser encontrados contornitos com estratificação irregular, laminação e lentes. Vão de argilas homogêneas de grão fino, a silte mosqueado e argilas. Com o aumento do conteúdo terrígeno passam a hemipelagitos, com os quais se confundem (Reading, 1996).

Contornitos arenosos são irregularmente estratificados (<1-5 cm) ou com camadas espessas (5-25 cm) que, ou não apresentam estrutura e são intensamente bioturbados ou preservam alguma laminação cruzada ou horizontal. Podem ter gradação positiva, negativa ou ambas e contactos graduais ou bruscos. Os sedimentos são do tamanho de areia fina ou, em alguns casos, areia média, mal a pouco calibrada. A sua composição é variável, podendo conter sedimentos terrígenos ou biogénicos. Esta fácies pode ser confundida com turbiditos de grão fino (Reading, 1996).

Os contornitos argilosos e arenosos normalmente ocorrem juntos, em sequências verticais, de alguma forma semelhantes à sequência de Bouma (Stow & Gonthier, 1986, *in* Reading, 1996), (figura 2.57).

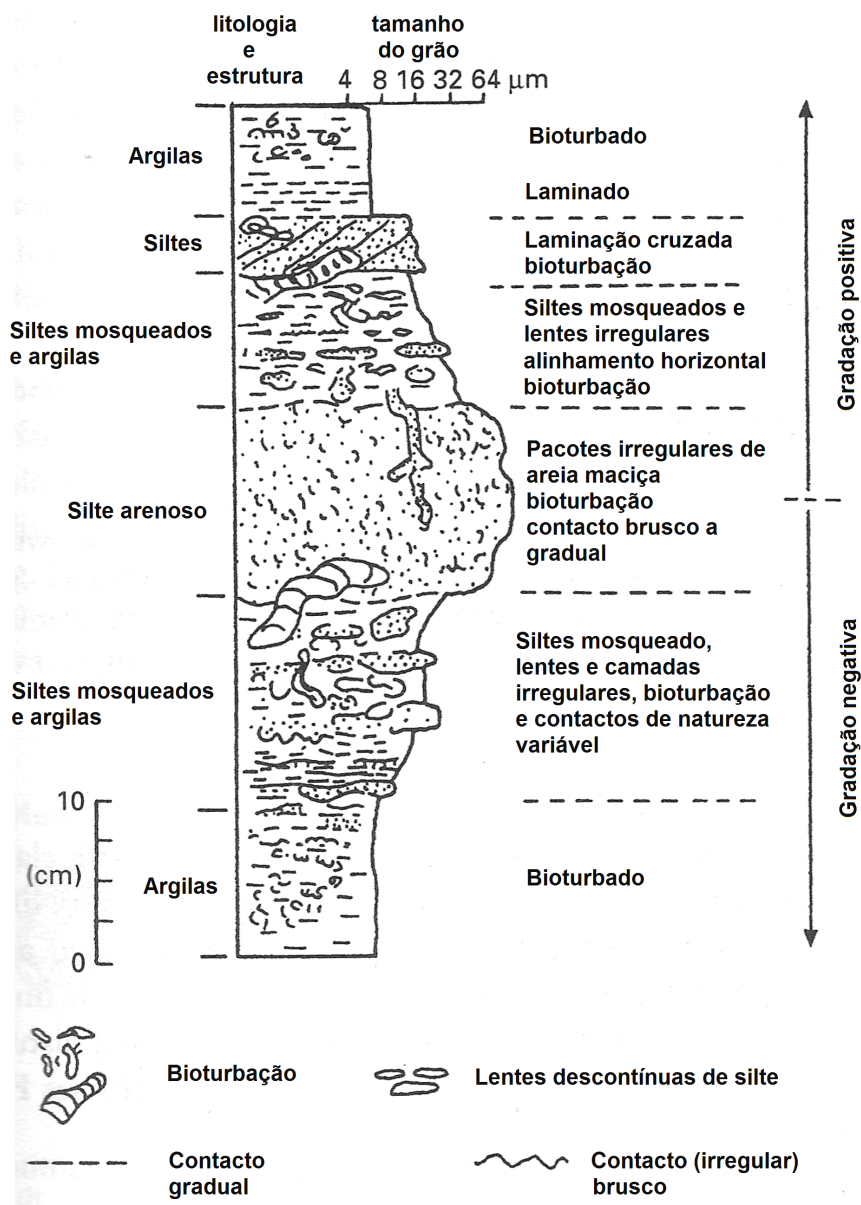


Figura 2.57: Modelo para a fácies combinada de contornitos arenosos e argilosos (Gonthier & Stow, 1984; Stow, 1994, *in* Reading, 1996).

A sequência completa (figura 2.57), evidencia uma gradação negativa que vai de uma argila homogênea fina, passa por silte mosqueado e argila, e acaba com areia fina. De seguida, apresenta uma gradação positiva que faz o caminho inverso, de novo até às argilas. Há alteração do tamanho do grão, estruturas sedimentares e composição, possivelmente como reflexo de flutuações de longo prazo da velocidade da corrente, ao longo de 2000-10000 anos para uma sequência de 50 cm (Reading, 1996).

Capítulo 3

Estratigrafia e Sistemas Petrolíferos Principais da Bacia do Baixo Congo

3.1 Estratigrafia da Bacia do Baixo Congo

Em termos estratigráficos, as bacias Angolanas são caracterizadas pela presença de duas mega-sequências sedimentares: o Pré-sal e o Pós-sal. Estas sequências são separadas por uma série evaporítica de espessura variável, que marca a passagem de ambiente deposicional, de continental para marinho. Na figura 3.1 apresenta-se a coluna estratigráfica da Bacia do Baixo Congo.

A sequência Pré-salífera é de idade berriasiana/valanginiana a aptiana inferior, compreende as Formações Nacanga, Lucula, Erva, Bucomazi, Toca, Vovo e a Formação Chela. Esta sequência assenta discordantemente sobre o Soco Précâmbrico e foi depositada em ambientes continentais. As Formações mais importantes são: a Formação Bucomazi (argilas negras com elevado teor de carbono orgânico), a Formação Nacanga e Toca (Carbonatos) e a Formação Lucula (arenitos).

A série evaporítica é representada pela Formação Loeme. Esta Formação é de idade aptiana e é caracterizada pela presença de sal maciço (halite) e anidrite. Esta formação foi depositada em ambiente de mar restrito, onde predominava um clima árido, daí resultando uma elevada taxa de evaporação.

A sequência Pós-salífera é de idade albiana a quaternária, compreende as Formações Pinda, Iabe, Lândana, Malembo e Cirques. Estas formações foram depositadas em ambiente marinho, de marinho restrito a mar aberto, e a Formação Cirques foi depositada em ambiente continental. A formação mais importante desta sequência é a Formação Pinda. Esta Formação apresenta uma elevada complexidade estrutural, onde estão presentes depósitos de vários tipos, desde carbonatos a arenitos. A Formação Pinda está dividida em vários membros, cada membro com características sedimentares e tectónicas específicas. Devido à sua natureza confidencial, a informação disponível é escassa e de difícil acesso. Na Formação Iabe estão presentes vários membros de natureza calcária a arenosa. A Formação Lândana apresenta um membro, o membro Ambrizete constituído por calcários e arenitos. Na Formação Malembo estão presentes vários hiatos, representando erosão ou não deposição, tendo ocorrido durante regressões marinhas.

De seguida, apresenta-se uma descrição de cada uma das formações, baseada em Brandão (2001).

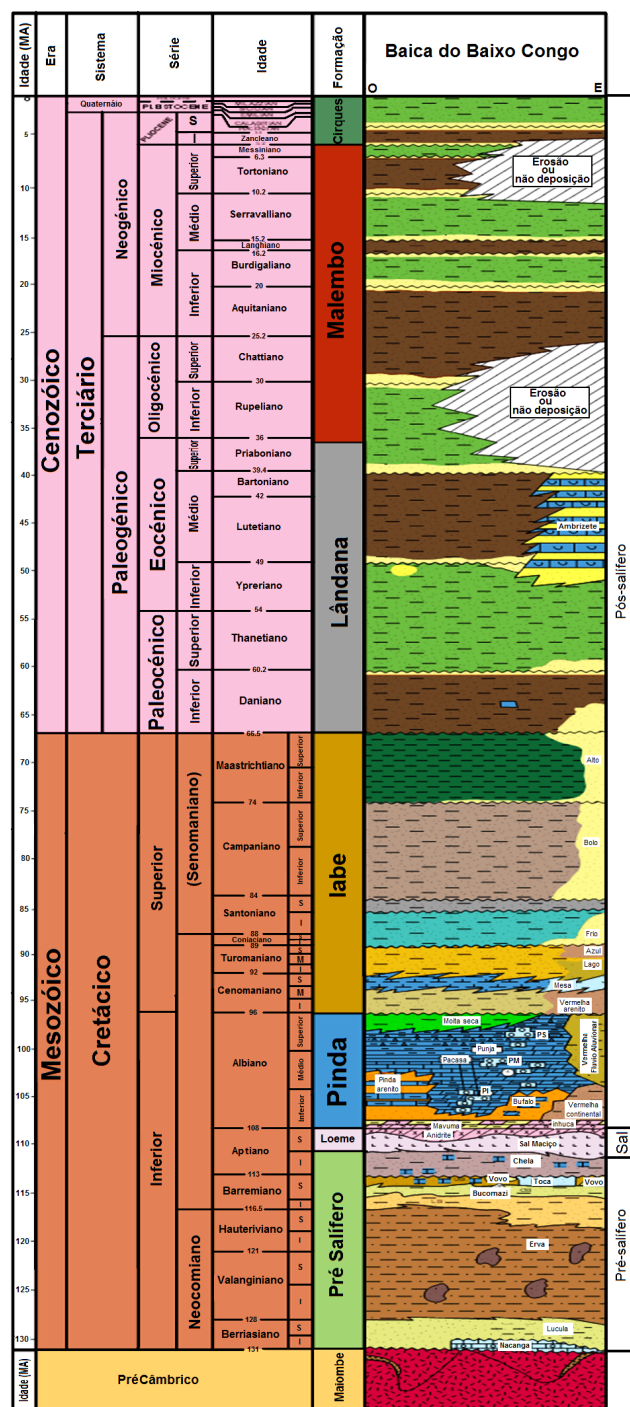


Figura 3.1: Coluna estratigráfica da Bacia do Baixo Congo (Sonanglo/GAD, 2003).

3.1.1 Pré-salífero

As formações pertencentes a esta sequência foram depositadas em vários ambientes continentais. Têm idades compreendidas entre o Neocomiano e o início do Aptiano (figura 3.2).

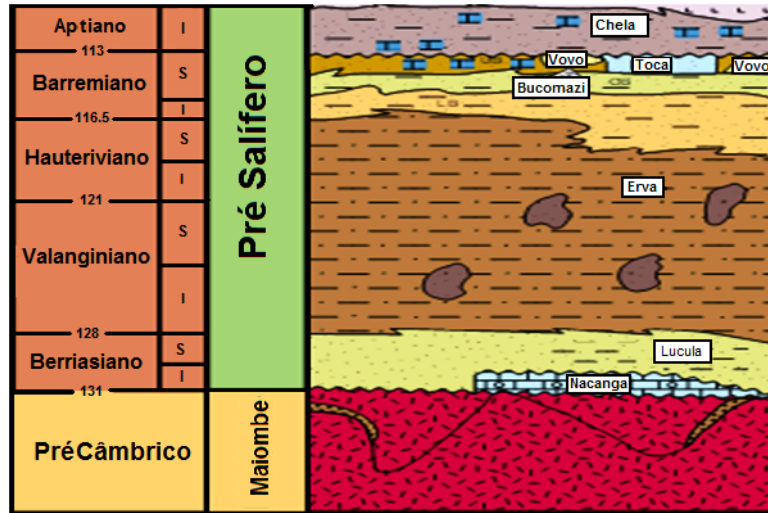


Figura 3.2: Sequência do Pré-salífero da Bacia do Baixo Congo (Sonanglo/GAD, 2003).

Formação Nacanga

A Formação Nacanga (figura 3.3) foi definida na área de Malongo Norte, onde está representada por um calcário silicificado, dolomite e grés. Podem ser observadas variações laterais em calcário puro.

É a primeira formação depositada na bacia e assenta, discordantemente, sobre o soco cristalino.

Esta formação é de idade berriasiana inferior e foi depositada em ambiente lacustre.



Figura 3.3: Formação Nacanga (Sonanglo/GAD, 2003).

Formação Lucula

A Formação Lucula (figura 3.4) é essencialmente composta por arenitos arcósicos a sub-arcósicos, finos a conglomeráticos (principalmente na parte oriental da bacia), ricos em feldspatos potássicos, micas, granadas e localmente clorite, próximo do topo. É comum a presença de argilas negras e siltitos, acreditando-se que varie lateralmente a argilas nas partes mais distais da bacia.



Figura 3.4: Formação Lucula (Sonanglo/GAD, 2003).

A formação foi depositada em variados ambientes continentais, desde dunas eólicas a canais fluviais e aluvionares.

Nesta formação está presente uma discordância. Esta discordância separa uma unidade de arenitos vermelhos, na base, de uma outra de granulometria mais fina, no topo.

Assenta discordantemente sobre o soco cristalino (excepto no paleo-alto de Malongo, onde foi erodida e/ou não depositada) e sobre a Formação Nacanga.

É de idade berriasiana, variando a sua espessura dos 0 aos 450 m.

Do ponto de vista de produção de hidrocarbonetos, a Formação Lucula é produtiva, entre outros, nos campos de Malongo Norte, Malongo Oeste e Limba.

Formação Erva

A Formação Erva (figura 3.5) é predominantemente argilosa (siltitos argilosos, micáceos e feldspáticos), ocorrendo algumas intercalações de grés conglomeráticos, representando provavelmente acumulações de fluxos detríticos (*debris flow*) e gravitacionais (*gravity flows*) (ver secção 2.4.1), sendo ainda comuns finas intercalações de argilas negras e alguns calcários.

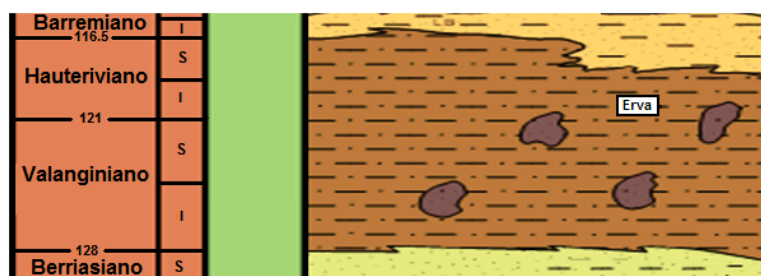


Figura 3.5: Formação Erva (Sonanglo/GAD, 2003).

Esta formação foi depositada num sistema de lagos profundos, que tiveram a sua origem na subsidência dos *semi-grabens*, sendo a maioria dos sedimentos provenientes da erosão das partes mais elevadas (ver figura 2.17). É de idade neocomiana (Valanginiano a Hauteriviano) e a sua espessura varia dos 0 aos 1520 m. Assenta discordantemente sobre a Formação Lucula, não se podendo afirmar se entra em contacto com outras formações ou com o soco, pois são raras as sondagens que atravessaram a sua base.

O topo da formação é geralmente identificado pela ocorrência de um argilito gressoso ou arenito argiloso, feldspático, registando-se por vezes ocorrências de conglomerados.

A Formação Erva é produtiva, entre outros, nos poços 44-3 e 8, 95-3 (Campo Kali) e 120-5.

Formação Bucomazi

A Formação Bucomazi (figura 3.6) foi subdividida, tendo em conta o menor ou maior conteúdo em matéria orgânica, em três subunidades: o Bucomazi inferior, também chamado de Pré-Orgânico, o Bucomazi médio ou Orgânico e o Bucomazi superior.

Vista como uma única unidade estratigráfica, a Formação Bucomazi é composta litologicamente por argilas e margas, frequentemente micáceas, com cor variando entre o castanho-escuro, o cinzento e o preto. As argilas são no geral muito a pouco laminadas, ocasionalmente deformadas, com conteúdo em matéria orgânica variando entre o fraco e o elevado (algumas sondagens revelam um Bucomazi com teores de carbono orgânico total superiores a 10%). É comum a ocorrência de carbonatos e arenitos micáceos na parte superior. A parte inferior (sobretudo a Leste da bacia, no *onshore*), contém espessas bancadas de arenitos, depositados regra geral na parte superior dos flancos dos blocos falhados.



Figura 3.6: Formação Bucomazi (Sonanglo/GAD, 2003).

Bucomazi inferior (BI). O Bucomazi inferior ou Pré-Orgânico é caracterizado, a nível regional, por clastos finos (argilitos laminados, cinzento-esverdeados a cinzentos, argilas calcárias e margas com arenitos).

Este membro foi depositado num ambiente lagunar de água estagnada (ver secção 2.2.1-*Sin-rift I*), é de idade hauteriviana superior a barremiana inferior, sendo a sua espessura muito variável, podendo chegar aos 870 m.

Bucomazi médio (BM). O Bucomazi médio ou Orgânico é composto por argilas laminadas castanho escuras, cinzentas ou negras, com abundante matéria orgânica, depositadas em ambiente anóxico. O conteúdo orgânico do Bucomazi médio ronda os 7% podendo ser superior chegando, em alguns casos, a atingir os 20%.

Este membro foi depositado num ambiente lagunar, durante a fase transgressiva do lago anóxico, no Barremiano superior (ver secção 2.2.1-*Sin-rift I*).

Bucomazi superior (BS). O Bucomazi superior é de natureza essencialmente argilosa (uma argila micácea cinzento esverdeada a castanha), ocorrendo ocasionalmente uma argila cinzenta com baixo teor de carbono orgânico.

A passagem do Membro Médio para o Membro Superior é marcada, em termos de ambiente deposicional, pelo desenvolvimento de uma coluna de água cada vez mais oxigenada (ver secção 2.2.1-*Sin-rift I*) reflectindo-se num conteúdo cada vez menor em matéria orgânica. Este membro encontra-se interdigitado com a Formação Toca e contacta lateralmente com a Formação Vovo. O Bucomazi superior apresenta uma espessura máxima de 430 m e é de idade Barremiano superior.

Formação Toca

A Formação Toca (figura 3.7) é composta por carbonatos maciços (calcários e dolomites), calcários argilosos, chertes, argilas e calcários arenosos.



Figura 3.7: Formação Toca (Sonanglo/GAD, 2003).

Foi depositada sob a influência de ambientes lacustres, que estiveram sujeitos a grandes variações de nível. (ver secção 2.2.1-*Sin-rift I*, figura 2.18). Tem uma espessura que varia dos 0 aos 397 m. Esta formação pode ser subdividida em Toca inferior e Toca superior; esta divisão é feita tendo em conta a identificação de dois episódios deposicionais distintos. A origem do nome Toca parece estar ligada à abreviatura de *Top of Carbonates*, designação a que recorreram no início os geólogos da *Chevron*.

Formação Vovo

A Formação Vovo (figura 3.8) é composta por areias pouco calibradas, arenitos e argilas ocasionalmente siltosas. Os arenitos possuem, por vezes, porosidades entre os 12% e os 18%.



Figura 3.8: Formação Vovo (Sonanglo/GAD, 2003).

É de idade barremiana superior. Tendo sido depositada por acção de turbiditos lacustres (ver secção 2.2.1-*Sin-rift I*, figura 2.18).

Formação Chela

A Formação Chela (figura 3.9) repousa discordantemente sobre as Formações Bucumazi, Toca e Vovo, e é idade aptiana inferior.

A litologia da unidade de base (designada de Chela inferior ou Gresoso) é composta por arenitos quartzosos, brancos a cinzentos esbranquiçados, localmente argilosos, de grão muito fino a grosseiro e por conglomerados (sobretudo na área terrestre) e intercalações de carbonatos. A unidade sobrejacente (designada por Chela superior ou Argiloso), constitui um nível pouco espesso (entre 5 a 10 m) e é composta por argilas siltosas e carbonatos argilosos, com algumas intercalações de anidrite, indicando o início da mudança de condições deposicionais continentais para marinhas (ver secção 2.2.1-*Sin-rift II*, figura 2.19). Em alguns testemunhos de sondagens terrestres ocorrem finas camadas de cinza vulcânica branca (ver secção 2.2.1-*Sin-rift II*).

A espessura desta formação varia dos 0 aos 52 m.

Em termos de ambiente deposicional, esta Formação foi depositada em ambiente fluvial e de planície deltaica.



Figura 3.9: Formação Chela (Sonanglo/GAD, 2003).

O limite superior desta formação marca o fim da sequência deposicional do Pré-sal, com sedimentação em ambiente continental.

3.1.2 Salífero

A sequência salífera (figura 3.10) marca a passagem de ambiente deposicional continental para marinho. Nesta fase encontrava-se uma bacia salina de mar restrito, sujeita a incursões esporádicas de águas marinhas vindas do Sul, que atravessavam a Cordilheira de Walvis/Rio Grande que, devido ao estiramento da crosta foi sofrendo subsidência. Este facto, aliado às subidas do nível médio do mar permitiram a passagem de água do Sul para a Bacia Angola-Brasil. (ver secção 2.2.1-*Sin-rift II*, figuras 2.20 e 2.21)



Figura 3.10: Sequência salífera correspondente à Formação Loeme (Sonanglo/GAD, 2003).

Formação Loeme

A Formação Loeme (figura 3.10) é a primeira formação marinha que se deposita na bacia e é composta por sal maciço (pelo que frequentemente se designa, também por “Sal Maciço”), branco ou esbranquiçado a rosa-claro, formado, essencialmente por halite com frequentes intercalações de potássio. Ocorrem ainda algumas intercalações de siltito negro e argila, cuja presença pode representar variações correspondentes a pulsações dos influxos continentais e marinhos. Para o topo, ocorre uma espessa camada de anidrite com cerca de 50 m de espessura, com alguma dolomite na base.

A entrada de águas marinhas pelo Sul da bacia era, nesta altura, faseada e restrita a certas zonas (ver secção 2.1). O processo de subsidência era lento, o clima era quente e as águas de baixa profundidade, condições ideais para a evaporação da água e precipitação dos sais nela contidos. O influxo das águas era restrito devido ao soerguer de uma área de fractura localizada a Sul da concessão (Relatório não publicado Chevron, 1987, *in* Brandão, 2001). A camada de sal pode chegar, em algumas zonas aos 1500 m de espessura, tendo uma distribuição espacial bastante contínua.

A Formação Loeme é de idade aptiana superior e foi depositada, como foi referido, num ambiente de bacia restrita de pouca profundidade, em condições hipersalinas.

3.1.3 Pós-salífero

O Pós-salífero (figura 3.11) é caracterizado por condições de mar aberto. A primeira formação do Pós-salífero é a Formação Mavuma/Inhuca seguida do Grupo Pinda, que marca a transição de mar restrito para deposição em mar aberto, tendo membros que foram ainda depositados em ambiente continentais.

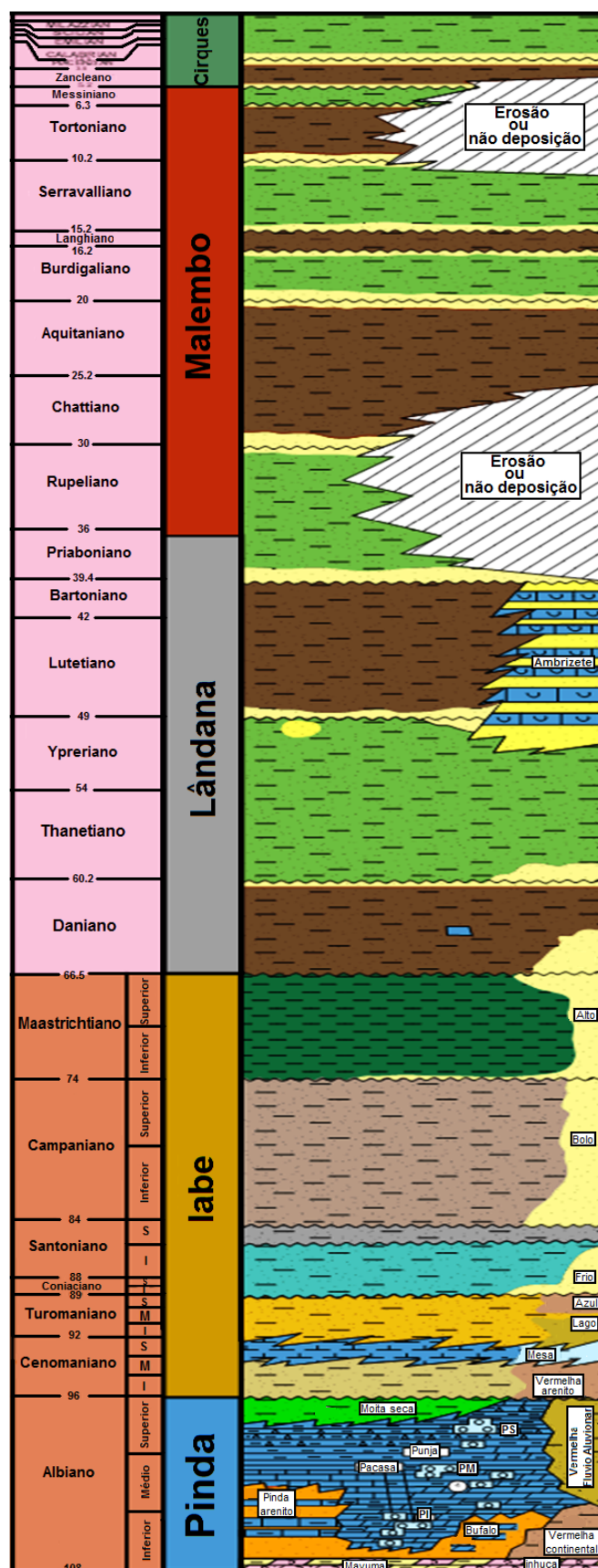


Figura 3.11: Seqüência Pós-Salifera (Sonanglo/GAD, 2003).

Formação Mavuma/Inhuca

A Formação Mavuma/Inhuca (figura 3.12) é uma unidade carbonatada, essencialmente composta por dolomite compacta e anidrite (na base) passando, em direcção ao continente, a um calcário dolomítico. As dolomites são geralmente cinzento-claras a castanho-claras, finamente cristalinas a cripto-cristalinas, passando para cima a calcários dolomíticos; intercalados nas dolomites. Ocorrem ainda arenitos dolomitizados e nódulos de gesso; os arenitos variam em cor entre o cinzento e o castanho e são de granulometria fina.



Figura 3.12: Formação Mavuma/Inhuca (Sonanglo/GAD, 2003).

A Formação Mavuma/Inhuca é de idade albiana inferior, sendo a sua espessura não superior a 60 m. Foi depositada num ambiente no domínio infratidal de baixa energia. Esta formação marca o início da sequência Pós-salífera.

Formação Pinda

À bacia de sal aptiana sucedeu-se, no Albiano, uma ampla plataforma marinha de baixo relevo, com condições de mar aberto a restrito, onde se depositaram os sedimentos silico-carbonatados da Formação Pinda (figura 3.13). Esta formação é caracterizada por uma grande complexidade estrutural. A sua complexidade é devida a vários factores, dos quais se destaca a tectónica salífera, que influenciou o espaço de acomodação e taxas de acumulação. A sedimentação desta formação foi ainda influenciada pelas diferentes taxas de subsidência, ao longo das falhas do Pré-salífero, que foram reactivadas.

Assenta discordantemente sobre a formação Mavuma/Inhuca, quando presente, ou sobre o sal da Formação Loeme.

A Formação Pinda foi dividida em vários membros. Devido à sua complexidade e grande potencial como rocha reservatório, os dados disponíveis sobre esta formação e seus membros são muito escassos. É frequente, a não divulgação de características tectono-sedimentares por motivos de confidencialidade, pelo que a informação aqui apresentada é muito reduzida. Passa-se de seguida a descrever os vários membros da Formação Pinda.

Membro Vermelha Continental. Mistura variável de siltitos, xistos e margas (figura 3.13), (Sonanglo/GAD, 2003).

Membro Vermelha Fluvio-aluvionar. Mistura variável de siltitos, xistos e margas (figura 3.13), (Sonanglo/GAD, 2003).

Membro Búfalo. Ambiente de deposição marinha (figura 3.13), (Sonanglo/GAD, 2003).

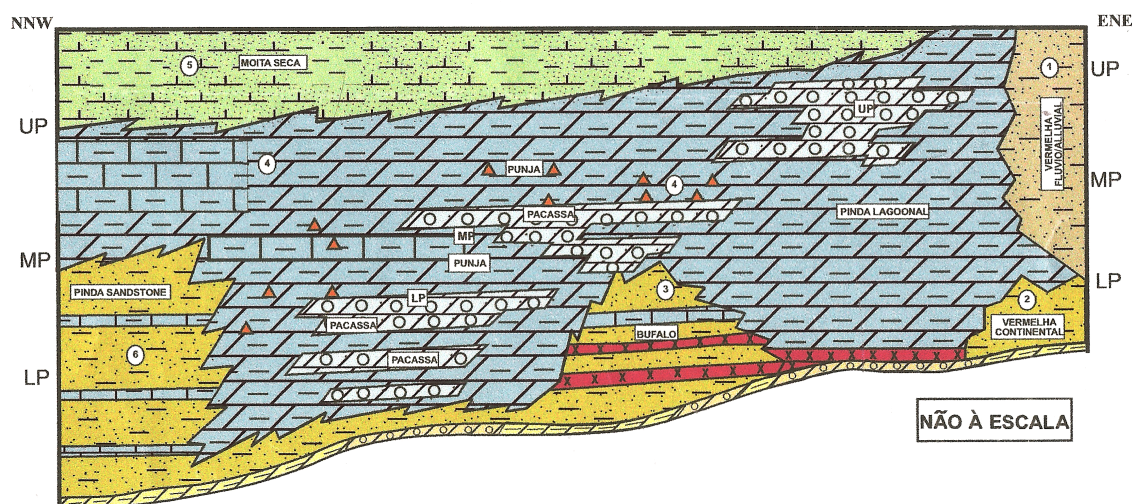


Figura 3.13: Formação Pinda (Sonanglo/GAD, 2003).

Membro Pinda Arenoso. Arenito quartzítico a sub-arcósico, muito fino a fino, ocasionalmente médio, argiloso, siltoso, por vezes dolomítico. Ocorrem ainda finas intercalações de calcários, argilas, siltitos, dolomite e anidrite. Depositaram-se geralmente em ambientes de alta energia (figura 3.13).

Membro Pinda Carbonatado. É geralmente um calcário fino a grosseiro, depositado em ambientes situados entre infratidal, logo abaixo da plataforma e da base das ondas. Ocorrem ainda, associados aos carbonatos, algumas argilas, siltitos e arenitos.

Dentro do Membro Pinda Carbonatado foi feita ainda a distinção de carbonatos de plataforma, depositados em ambientes de alta energia (Pacassa), e carbonatos de mar aberto (Punja), (figura 3.13).

Membro Moita Seca. Ambiente de deposição de mar profundo (batial, nerítico), (figura 3.13).

Na Formação Pinda são conhecidos reservatórios em carbonatos e areias.

Formação Iabe

A Formação Iabe (figura 3.14) assenta em discordância sobre a Formação Pinda e marca o início da fase oceânica propriamente dita.

É composta por depósitos intercalados de arenitos e carbonatos (a Leste da bacia) e arenitos finos para Oeste.

A parte Leste foi subdividida em vários membros: Vermelha, Mesa, Lago, Azul, Frio, Bolo e Alto. Da base para o topo da formação dá-se um aumento gradual do nível do mar, depositando-se os sedimentos em sequências progradantes com alguns eventos transgressivos. O ambiente deposicional situa-se no domínio da plataforma externa a interna; a idade desta formação vai do Cenomaniano ao Maastrichtiano.

A Formação apresenta uma maior espessura no *offshore*, onde pode chegar aos 1000 m.

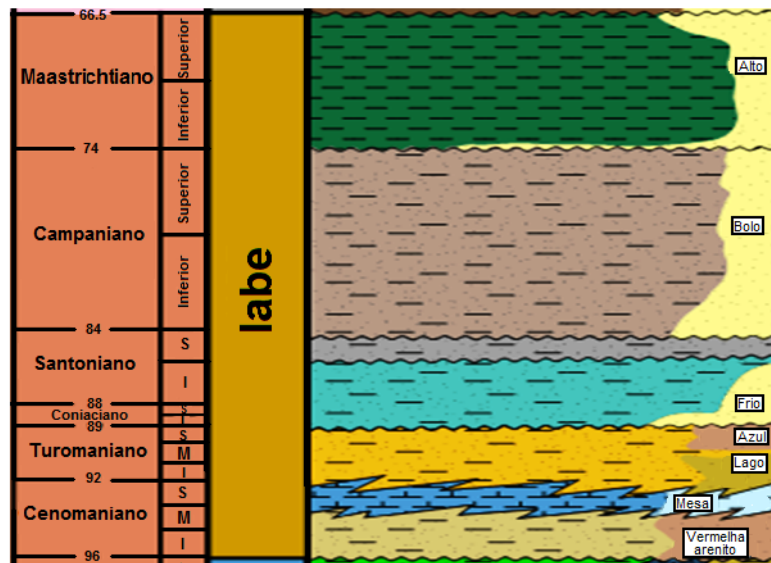


Figura 3.14: Formação Iabe (Sonanglo/GAD, 2003).

Vermelha Arenoso. Essencialmente constituída por sedimentos siliciclásticos, depositada numa grande variedade de ambientes, desde costeiros marginais a marginais marinhos. A sua definição não é fácil, devido a variações faciológicas, tanto litológicas como deposicionais, grandes variações de espessura, provocadas por um importante falhamento sin deposicional, bem como a ausência de fósseis diagnósticos. Para o reconhecimento da formação têm sido usados critérios litológicos.

A formação é constituída por siltitos grosseiros, arenitos muito finos e argilas. O ambiente deposicional vai de fluvial a marinho de transição (figura 3.14).

Membros Mesa e Lago. Nos Membros Mesa e Lago, a secção sedimentar é dominada por siltitos areno-argilosos, estando localmente representados alguns calcários e dolomites, registando-se uma nítida gradação positiva do tamanho do grão e um aumento da percentagem de carbonatos, que são abruptamente cobertos por argilitos e siltitos argilosos.

O Membro Mesa é de idade cenomaniana e o Membro Lago é de idade turoniana. O ambiente deposicional situa-se no domínio nerítico e os sedimentos foram depositados sob a forma de unidades progradantes, que reflectem uma crescente diminuição da profundidade do depósito (figura 3.14).

Membro Azul. O Membro Azul é representado por uma alternância de calcários, siltitos e argilitos (figura 3.14). É de idade turoniana superior.

Membro Frio. O Membro Frio é representado por siltitos calcários, argilas e algumas ocorrências de bancadas calcárias e dolomíticas (figura 3.14).

É de idade coniaciana a santoniana inferior e assenta discordantemente sobre o membro Azul.

Membro Bolo. O Membro Bolo é representado por siltitos e algumas ocorrências de calcários. É de idade campaniana e assenta discordantemente sobre o membro Frio (figura 3.14).

Membro Alto. O Membro Alto é representado por uma sequência monótona de argilitos calcários, areias e calcários (figura 3.14).

É de idade maastrichtiana e assenta discordantemente sobre o Membro Bolo.

O maior conhecimento dos Membros Mesa e Lago deve-se ao facto de estes se terem revelado reservatórios de hidrocarbonetos.

Formação Lândana

A Formação Lândana (figura 3.15) assenta discordantemente sobre a Formação Iabe. É de idade paleocénica a eocénica. A entrada nesta formação é identificada pela presença de sedimentos do Paleocénico–Eocénico. A distinção entre os sedimentos da Formação Lândana e os da Formação subjacente é difícil.

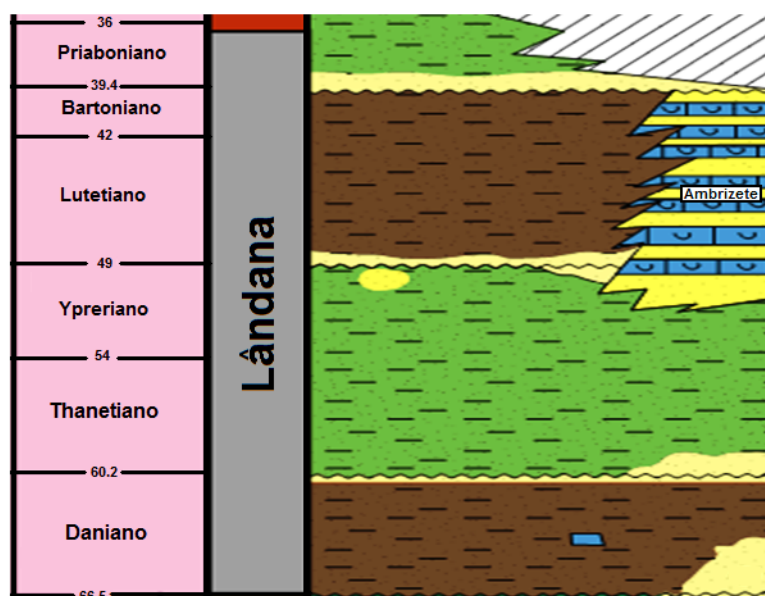


Figura 3.15: Formação Lândana (Sonanglo/GAD, 2003).

Localmente, os critérios de diferenciação usados na prática são as ocorrências de chertes no Terciário e uma maior radioactividade das argilas calcárias e calcários da Formação Lândana, verificando-se ainda aumento nos valores sónico e da resistividade.

Esta Formação é caracterizada por argilitos siltsos com interestratificações locais de calcário e siltitos. No topo é identificada uma discordância erosiva que marca uma descida do nível do mar.

Na Formação Lândana é identificado um membro; o Membro Ambrizete.

Membro Ambrizete. O Membro Ambrizete é constituído por calcários crinoidais e arenitos, depositados em ambiente costeiro. Este membro é do Eocénico inferior e médio (figura 3.15).

Formação Malembo

A Formação Malembo é representada litologicamente por sedimentos clásticos finos (argilas e margas) a grosseiros (arenitos e areias), (figura 3.16).

O ambiente deposicional desta formação é muito variado, desde o nerítico costeiro ao batial e ambiente continental. É de idade Oligo-Miocénica.

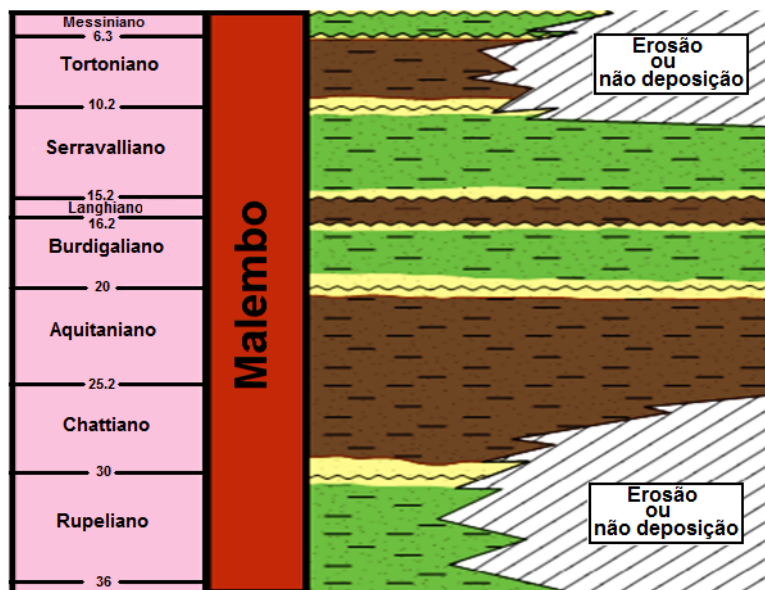


Figura 3.16: Formação Malembo (Sonanglo/GAD, 2003).

Formação Cirques

A Formação Cirques (figura 3.17) é caracterizada por areias, siltes, arenitos ferruginosos e argilas, sendo o ambiente deposicional continental e a sua idade é atribuída ao Pliocénico-Quaternário.



Figura 3.17: Formação Cirques (Sonanglo/GAD, 2003).

3.2 Sistema Petrolífero

Um sistema petrolífero é um conjunto de etapas que controlam a existência de acumulações de hidrocarbonetos numa bacia sedimentar. Este conceito permite, em maior ou

menor grau, explicar a existência das várias províncias petrolíferas e a sua evolução.

Um sistema petrolífero é composto por quatro elementos: rocha geradora, rocha reservatório, rocha selante e armadilhas, e dois fenómenos geológicos, dependentes do tempo: migração e sincronismo (figura 3.18), (Milani *et al* 2000). De seguida será descrita cada uma destas etapas.

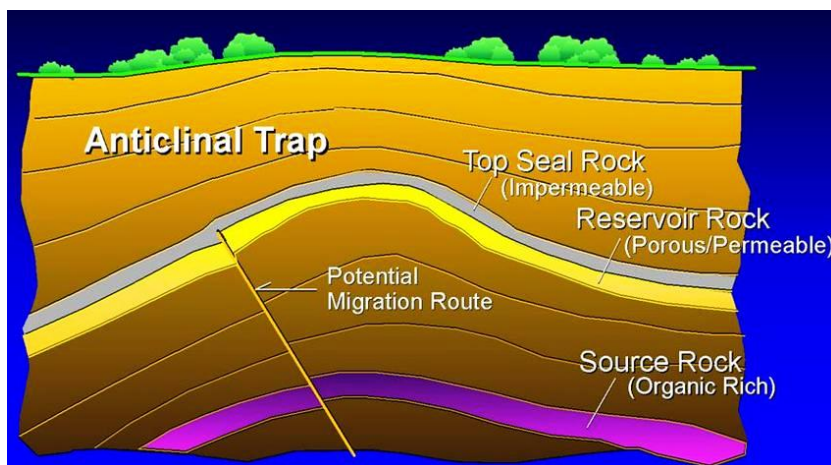


Figura 3.18: Esquema mostrando os diferentes elementos de um sistema petrolífero (www.earthscienceworld.org).

3.2.1 Rocha Geradora

Uma rocha geradora é uma rocha sedimentar, resultante da deposição de uma mistura de sedimentos e grandes volumes de matéria orgânica. Estas rochas, quando submetidas a pressões e temperaturas adequadas geram hidrocarbonetos. A quantidade e qualidade de hidrocarbonetos gerados são função da quantidade e qualidade da matéria orgânica, presente na rocha geradora (Milani *et al* 2000).

Estas rochas são na sua maioria constituídas por material detrítico de granulometria fina, depositado em ambientes de baixa energia. O material orgânico pode ser classificado de autóctone (plâncton) ou alóctone (material de origem terrestre que foi arrastado para a bacia, juntamente com os sedimentos), (Milani *et al* 2000).

Em princípio, quanto maior a quantidade de matéria orgânica presente, maior será a quantidade de hidrocarbonetos gerados (mantendo as outras variáveis constantes). Para que a geração de hidrocarbonetos se verifique é necessário que a deposição desta matéria orgânica se dê em ambiente anóxico, ou seja em ambiente redutor, para que o seu conteúdo em Carbono e Hidrogénio seja preservado (Milani *et al* 2000).

Uma rocha sedimentar comum apresenta teores de Carbono Orgânico Total (COT) inferiores a 1%. Para que uma rocha seja geradora o COT tem que estar entre 2 e 8%, havendo casos em que chega aos 14% e mais raramente aos 24%. O tipo de hidrocarbonetos gerados depende fundamentalmente do tipo de matéria orgânica presente na rocha. Matéria orgânica proveniente de vegetais superiores tende a gerar gás; material proveniente de fitoplâncton e zooplâncton marinho ou lacustre tende a gerar óleo. O tipo de hidrocarbonetos depende também da temperatura a que a rocha geradora é submetida, aquando do seu afundamento na bacia (Milani *et al* 2000).

Durante a digênese a rocha é comprimida, diminuindo a sua porosidade e é submetida, progressivamente, a maiores pressões e temperaturas. Este processo leva à transformação da matéria orgânica em querogénio, composto químico a partir do qual são gerados todos os tipos de hidrocarbonetos. O querogénio é a parte insolúvel da matéria orgânica. (pt.wikipedia.org; www.pgt.com.br)

Normalmente, a rocha começa a gerar hidrocarbonetos por volta dos 50 ° C. A janela de geração de hidrocarbonetos encontra-se entre os 50 e os 150-200 ° C (www.pgt.com.br).

Este é o elemento mais importante dos sistemas petrolíferos; se este elemento não estiver presente não é possível gerar acumulações de hidrocarbonetos, uma vez que este é o único elemento cuja falta não consegue ser compensada pela natureza.

3.2.2 Migração

Depois de gerados os hidrocarbonetos, estes vão ocupar um espaço maior que o espaço ocupado pelo querogénio original da rocha geradora. Devido a este aumento de volume, a rocha é fracturada e os hidrocarbonetos são “libertados”, deslocando-se para zonas de menor pressão. Os hidrocarbonetos vão migrar por diversas rotas, “aproveitando” zonas com menores obstáculos, tais como falhas, zonas fracturadas, rochas com permeabilidade alta, etc. Os fluidos vão continuar a ascender até encontrarem uma rocha porosa, que esteja rodeada por rochas impermeáveis, ficando os hidrocarbonetos aprisionados nesta zona. Se no seu trajecto os fluidos não encontrarem zonas onde fiquem aprisionados, a sua ascensão vai continuar até atingirem a superfície (Milani *et al* 2000).

3.2.3 Armadilhas

As armadilhas são zonas que, devido às suas características estruturais e/ou estratigráficas, permitem o aprisionamento dos hidrocarbonetos. As armadilhas são normalmente divididas em dois grandes grupos: as armadilhas estruturais e as estratigráficas (Milani *et al* 2000).

As armadilhas estruturais podem ser simples, tais como flancos de sinclinais ou domos salinos; um pouco mais complexas, tais como anticlinais, domos salinos ou arcos; ou ainda mais complexas, tais como a conjugação de vários tipos de falhas (lítricas, normais, inversas, etc.) (Milani *et al* 2000).

As armadilhas estratigráficas mais comuns são os biselamentos (*pinch out*), mas também há situações em que a rocha pela qual os fluidos estão a migrar, se vê rodeada por camadas impermeáveis ou com uma baixa permeabilidade (Milani *et al* 2000).

Como é normal na natureza, as armadilhas não são puras, ou seja, não são exclusivamente de um tipo ou de outro, mas sim uma mistura de diferentes tipos.

3.2.4 Rocha Reservatório

As rochas reservatório são na sua maioria de natureza detrítica, de granulometria média a grosseira (areias ou seixos), tendo sido depositadas em ambientes de média a alta energia. No entanto qualquer rocha que contenha espaços porosos pode ser uma rocha reservatório. Esses espaços podem ser resultado da sedimentação, fracturação,

dissolução ou derivados de porosidade secundária, resultante de fenómenos de metamorfismo (calcário \rightarrow dolomite) (Milani *et al* 2000).

“As rochas reservatório mais comuns são areias antigas, depositadas em dunas, rios, praias, deltas, planícies (sujeitas à influência de ondas, marés e tempestades) mares e lagoas profundas através de correntes de turbidez. Depois dos arenitos, os reservatórios mais comuns são rochas calcárias porosas, depositadas em praias e plataformas carbonatadas, desenvolvidas em latitudes tropicais e livres de detritos siliciclásticos, calcários de recife de organismos diversos e, finalmente, calcários diversos afectados por dissolução de águas meteóricas” (Milani *et al* 2000).

A porosidade mais comuns destas rochas varia entre 5 a 35% (Milani *et al* 2000).

As rochas reservatório só o são quando se encontram numa zona com características de armadilha. Caso contrário, devido à sua porosidade, são rotas preferenciais de migração.

3.2.5 Rocha Selante

As rochas selantes, ao contrário das rochas reservatório, são de granulometria fina, ou qualquer rocha de baixa permeabilidade (total ou relativa), como por exemplo os evaporitos e rochas ígneas intrusivas não fracturadas. São estas rochas que “travam” a ascensão dos hidrocarbonetos, permitindo que estes se acumulem numa dada zona (Milani *et al* 2000).

3.2.6 Sincronismo (*timing*)

O sincronismo, no contexto de um sistema petrolífero, é o elemento que “faz com que” todos os outros elementos existam e se desenvolvam no tempo geológico correcto, para que se verifiquem as condições ideais para a criação de acumulações de hidrocarbonetos (Milani *et al* 2000).

É o sincronismo que garante que, após o início da geração de fluidos, as rotas de migração, quer seja por deformação estrutural anterior ou devido a sobrepressão do fluido, já estejam formadas permitindo a ascensão do fluido. Da mesma forma, a armadilha já tem que estar formada com a respectiva rocha reservatório e rocha selante na posição correcta, de forma a garantir as condições certas para a acumulação dos hidrocarbonetos. Todo o conjunto tem de estar dentro da janela de profundidade adequada, por forma a preservar as características petrofísicas das rochas bem como as características bioquímicas dos hidrocarbonetos (Milani *et al* 2000).

Se estes elementos não estiverem presentes na ordem, no tempo e à profundidade certa, a existência dos outros não garante a acumulação de hidrocarbonetos (Milani *et al* 2000).

A falta do sincronismo é a principal causa de insucesso na exploração petrolífera.

Segundo Brownfield (2006), na bacia do Congo estão presentes várias rochas reservatório. No pré-salífero temos como rochas reservatório os arenitos da Formação Lucula e os carbonatos da Formação Toca. As armadilhas consistem em blocos falhados do soco, tendo os argilitos da Formação Bucomazi e os evaporitos da Formação Loeme como rocha selante.

Os reservatórios pós-salíferos da bacia do Congo pertencem às Formações Mavuma, Pinda, Vermelha, Iabe e Malembo.

Os reservatórios das Formações Vermelha e Pinda estão, normalmente, associados a zonas de águas rasas (*shallow-water*). São constituídos, na sua maioria por arenitos e carbonatos. As armadilhas associadas são anticlinais de *rollover* com argilitos marinhos como selo.

Os Membros Mesa e Lago da Formação Iabe contêm arenitos interdigitados com carbonatos e dolomites, que formam bons reservatórios, estando associados a zonas de águas profundas (*deep-water*). As armadilhas da Formação Iabe são anticlinais de *rollover* e turbiditos associados a falhas de crescimento, com argilitos marinhos como selo.

Na Formação Malembo os reservatórios consistem em turbiditos, com argilas a desempenhar o papel de selo.

Na Bacia do Congo, a principal rocha geradora pertence à Formação Bucomazi, nomeadamente ao Bucomazi Orgânico. Tem uma média de 5% de teor de Carbono Orgânico Total, podendo chegar em alguns casos aos 20%. Já o Bucomazi superior e inferior tem uma média de 2 a 3% (Brownfield, 2006).

Outras rochas geradoras compreendem argilitos marinhos e margas do Cretácico superior (Cenomaniano-Turoniano) da Formação Iabe. Existem também rochas geradoras na Formação Lândana e na Formação Malembo (Brownfield, 2006).

As rotas de migração estão preferencialmente relacionadas com falhas, embora possa existir migração lateral no seio de algumas formações, como é o caso da Formação Chela (Brownfield, 2006).

Capítulo 4

Conceitos Fundamentais de Aquisição e Processamento de Dados de Reflexão Sísmica Multicanal

4.1 A Reflexão Sísmica na Pesquisa Petrolífera

Das técnicas indirectas de investigação de estruturas de sub-superfície, o método de reflexão sísmica é de longe o mais utilizado pela indústria petrolífera. Neste capítulo apresenta-se uma breve descrição dos métodos de aquisição em sistema multicanal no *offshore*, seguida de uma breve descrição de uma sequência típica de processamento.

4.2 Aquisição Sísmica 2D e 3D

As operações de aquisição em ambiente marinho geralmente implicam uma coluna de água superior a 10 m e espaço suficiente para manobrar livremente um navio de 30 a 70 m de comprimento (Sheriff, 1989).

Uma das grandes diferenças entre uma campanha de aquisição no mar e uma terrestre é a velocidade a que se adquirem os dados. A velocidade normal do navio é de 4-6 nós (≈ 11 km/h). Com um *streamer* de 48 canais medindo 2400 m podem-se cobrir 250 km/dia (6000 tiros/dia), fazendo aquisição 24 horas por dia. Esta cadência de produção não é contudo possível, uma vez que muito tempo é gasto a viajar para a linha, ou do fim de uma linha para o principio da próxima, à espera de condições atmosféricas favoráveis, etc.

Mesmo com todos os constrangimentos, a cadência de produção ronda os 4 perfis por minuto. À velocidade normal (4-6 nós) é disparado, geralmente, um tiro de 25 em 25 metros (Sheriff, 1989).

Quando o navio se encontra a 10 ou mais quilómetros do início da linha, o *streamer* é desenrolado e colocado na água, seguido das fontes. No início da linha o computador de navegação transmite a localização ao sistema de controlo e gravação e este último efectua o disparo e começa a gravar os dados. O procedimento é quase todo ele automático, competindo aos técnicos responsáveis a monitorização e certificação de que tudo está em ordem (Sheriff, 1989).

O *streamer* e todo o material que é rebocado pelo navio, só se mantêm no sítio certo quando este está em movimento. O navio não pode parar para fazer ajustes ou reparações; se isso acontecer a linha que está a ser adquirida é perdida e tem de ser readquirida. Para readquirir a linha, o navio tem de dar a volta, colocar-se a 10 km do início da linha (para que o *streamer* fique esticado). Este procedimento pode demorar cerca de duas horas. Por este motivo a aquisição não é interrompida mesmo quando há alguma avaria. Estas avarias são consertadas quando acaba a aquisição da linha e o navio está em manobras, para se colocar na próxima linha a ser adquirida (Sheriff, 1989).

Os custos de uma campanha sísmica marinha são elevados, mas a alta cadência de produção reduz os custos de uma linha para cerca de 10% do custo de uma linha numa campanha terrestre (Sheriff, 1989).

Fontes

No *offshore* a fonte utilizada por excelência é o canhão de ar comprimido (*airgun*), (figura 4.1).



Figura 4.1: Canhão de ar comprimido (*airgun*) utilizado como fonte sísmica no *offshore* (www.ens-newswire.com).

Essencialmente, um canhão de ar comprimido é um cilindro que é cheio com ar comprimido e este ar é libertado subitamente dentro de água. A libertação súbita do ar provoca um impulso de pressão na água (figura 4.2).

A bolha de ar criada pela fonte oscila. O ar, quando liberto, forma uma bolha que aumenta de diâmetro, até a pressão da água ser maior que a pressão de expansão, forçando-a a contrair. A bolha começa então a colapsar, contraindo até a pressão do ar no seu interior ser maior que a da água, altura em que a bolha de ar volta a expandir. Estes ciclos de expansão/contracção continuam até a bolha chegar à superfície, originando desta forma, um sinal oscilatório que é característico dos canhões de ar (figura 4.3).

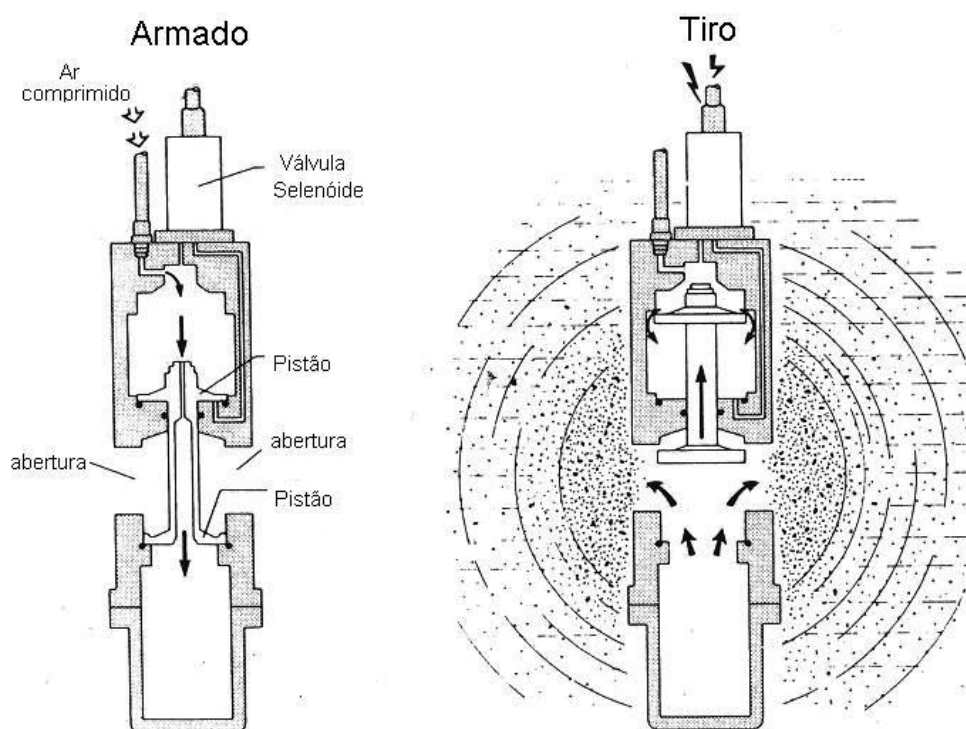


Figura 4.2: Esquema de mecanismo de um *airgun*. O ar é injectado sob pressão para a câmara inferior, de onde, após uma descarga eléctrica é libertado subitamente, criando uma onda de pressão. (Hutchinson and Detrick, 1984, in woodshole.er.usgs.gov).

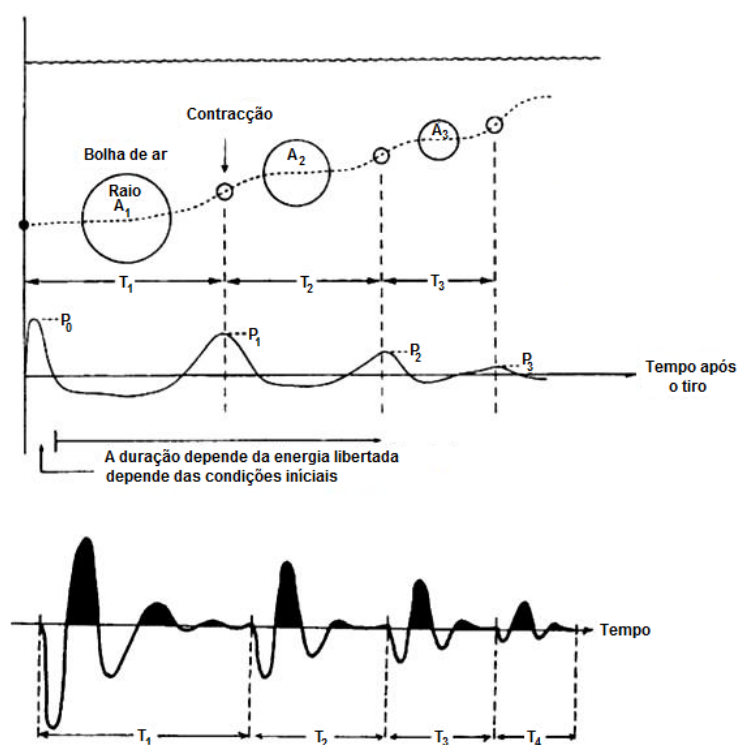


Figura 4.3: Pulsar de uma bolha de ar produzida por um canhão de ar (pkukmweb.ukm.my).

Para atenuar este efeito, são usadas, simultaneamente, várias fontes de vários tamanhos (o tamanho de um *airgun* depende do tamanho da sua câmara inferior). O uso de várias fontes também permite ter um impulso de pressão de maior potencia e um maior espectro de frequências (figura 4.4). As fontes são dispostas numa dada configuração e disparadas por grupos, estas variáveis são definidas “*a priori*” para uma dada campanha. A figura 4.5 mostra um esquema, com 14 fontes, usado durante uma campanha de aquisição (Sheriff, 1989).

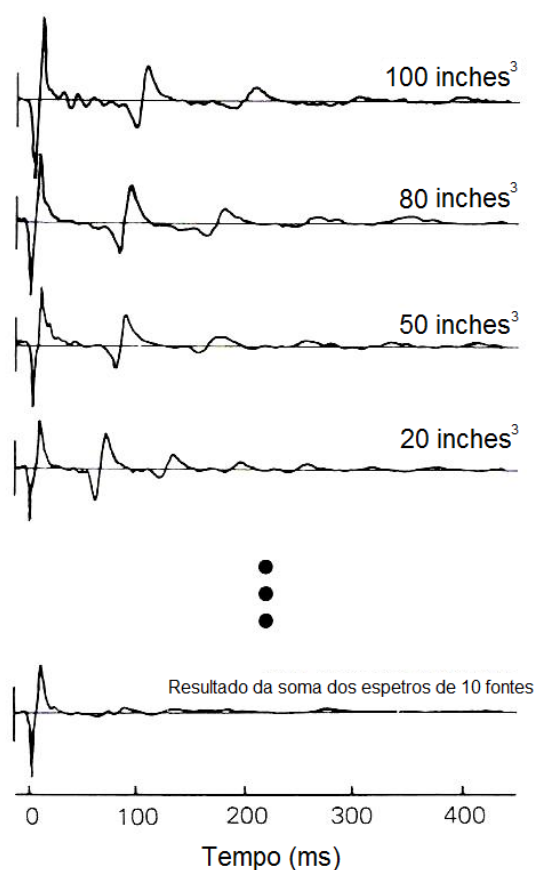


Figura 4.4: Comparação entre o espectro de frequências de fontes individuais e o espectro de frequências resultante da soma dos espectros dessas fontes (Sheriff, 1989).

Streamer

Um *streamer* não é mais que um tubo de neopreno contendo hidrofones, cheio com um líquido menos denso que a água (para que boie naturalmente). Uma secção com cerca de 100 m é deixada entre a popa do navio e o primeiro grupo de hidrofones. Muitas vezes são incluídas “secções mortas” entre grupos de hidrofones, de maneira a poder ajustar-se a distância entre estes grupos. O último grupo, é seguido de uma secção à qual é fixa uma bóia (*tail buoy*), que fica à superfície. O sinal emitido por esta bóia é usado para determinar o desvio do *streamer* (causado pelas correntes) em relação à linha sísmica. Esta bóia também serve para se poder recuperar o *streamer*, no caso deste se partir (Sheriff, 1989).

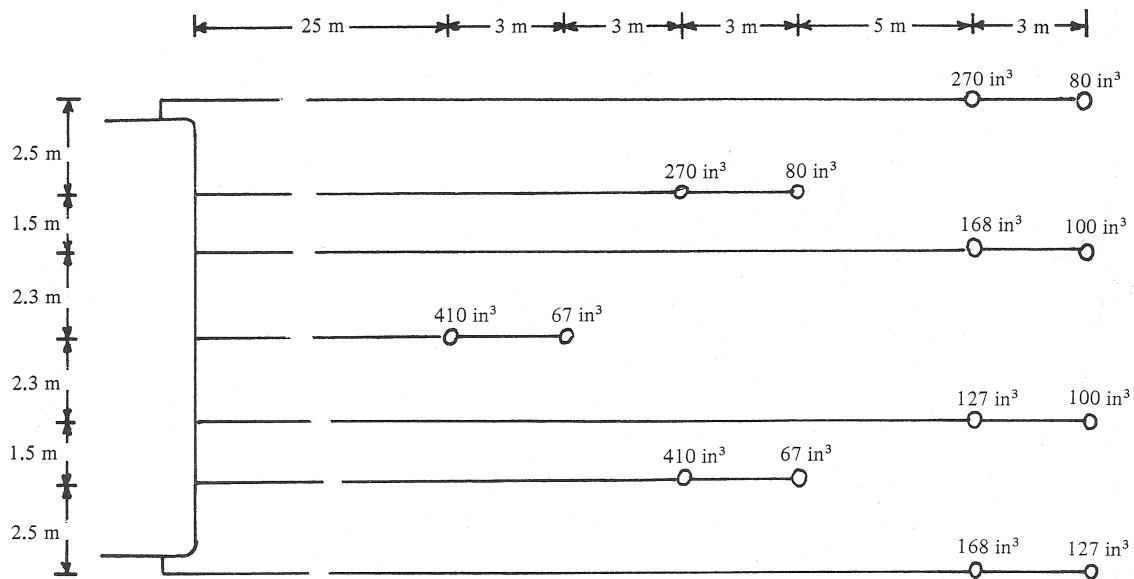


Figura 4.5: Esquema com 14 fontes. O tamanho das fontes é definido em polegadas cúbicas, a distância entre as fontes é definida de maneira a não haver interação entre as bolhas (Sheriff, 1989).

O *streamer* também pode ter controladores de profundidade (*birds*), para controlar e ajustar a profundidade a que o *streamer* se encontra, de forma a acomodar alterações na espessura da coluna de água ou permitir que o navio passe por cima do *streamer*. Podem ser incluídas bússolas magnéticas para indicar a orientação do *streamer* (figura 4.6) (Sheriff, 1989).

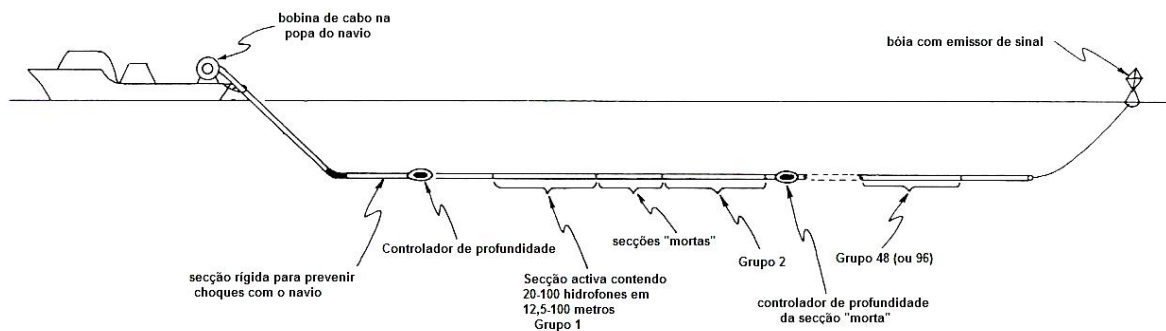


Figura 4.6: Disposição de um *streamer* durante a fase de aquisição de dados (adaptado de Sheriff, 1989).

Os hidrofones são dispositivos piezoelétricos que respondem a alterações de pressão, ao contrário dos geofones que respondem a alterações de aceleração. A sensibilidade de um hidrofone individual é pequena; por isso, em cada canal, são agrupados em grupos de 3 a 50 elementos, distribuídos por cerca de 3-50 m (Sheriff, 1989).

Quando não está a ser usado, o *streamer* é puxado para bordo e enrolado numa bobine (figura 4.7).



Figura 4.7: *Streamer* enrolado numa bobine (commons.wikimedia.org).

Cobertura Múltipla (*fold*)

Define-se cobertura (C) como a quantidade de vezes que um ponto, em profundidade, é amostrado por reflexão sísmica. Durante uma campanha de aquisição, ao longo de uma linha, a cobertura aumenta até atingir um valor máximo, voltando a diminuir, para o outro extremo da linha (figura 4.9). Para o cálculo da cobertura máxima é utilizada a fórmula 4.1 (Yilmaz, 2001):

$$C = \frac{n_g \Delta_g}{2\Delta_s} \quad (4.1)$$

onde:

- n_g - Números de canais;
- Δ_g - Distância entre canais;
- Δ_s - Distância entre tiros.

Com um conjunto de 4 canais tem-se uma cobertura máxima de 2, independentemente do número de tiros efectuados, para uma distância entre tiros igual ao espaçamento entre canais. O número de tiros só vai aumentar a distância coberta pela linha (figuras 4.8 e 4.9).

A cobertura pode ser simples ($C=1$), ou múltipla ($C>1$).

Diagrama de exploração

O diagrama de exploração é um diagrama onde são descritas as posições dos pontos de tiro, dos receptores e dos CDP's (*Common Depth Point*) ou CMP's (*Common Mid Point*), (figura 4.10).

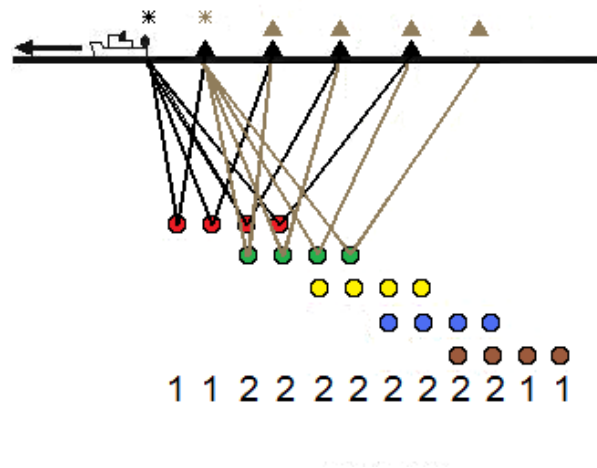


Figura 4.8: Representação esquemática da cobertura numa campanha sísmica (adaptado de principles.ou.edu).

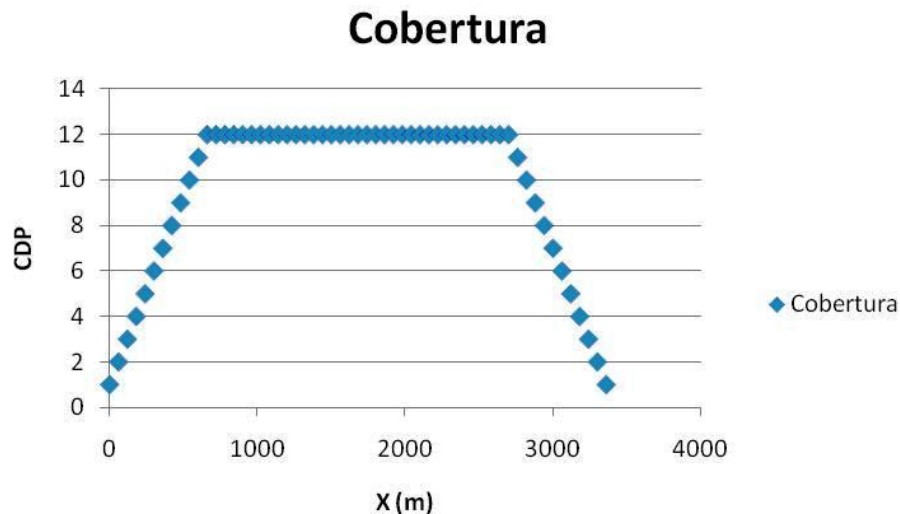


Figura 4.9: Exemplo de cobertura numa campanha de reflexão sísmica 2D.

O *offset* máximo corresponde à distância entre a fonte e o receptor mais distante. O *offset* máximo deve ser aproximadamente igual à profundidade do objectivo a atingir, isto porque, para uma faixa de detecção à superfície, o coeficiente de reflexão é praticamente constante, em função do ângulo de incidência.

O *offset* mínimo corresponde à distância entre a fonte e o receptor mais próximo.

Dispositivos do tipo *End-on*

Neste tipo de dispositivos de aquisição, a fonte é colocada numa das extremidades da linha (figura 4.11).

Por motivos operacionais este é o único tipo de dispositivo utilizado no *offshore*, já que seria impossível um dispositivo do tipo *Split-spread* em que teria de ser usado um *streamer* atrás do navio e outro à frente.

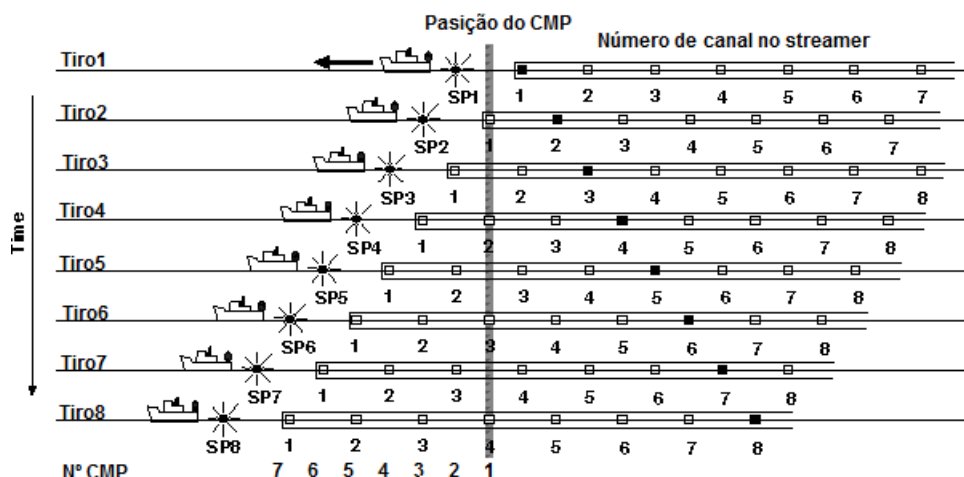


Figura 4.10: Exemplo de um diagrama de exploração (www.gsj.go.jp).

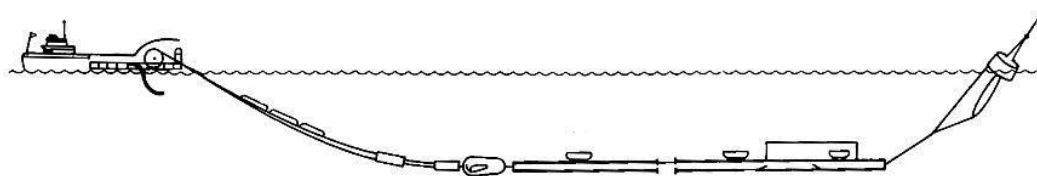


Figura 4.11: Dispositivos do tipo *End-on* (principles.ou.edu).

Aquisição sísmica 3D

O método mais usado, até há bem pouco tempo, consistia na aquisição de vários perfis paralelos, distanciados cerca de 100-200 metros entre si. As correntes marinhas, são muitas vezes capazes de provocar uma deriva de cerca de 100 m, na cauda de um *streamer* de 2400 m de comprimento. Esta deriva permitia uma cobertura a três dimensões de *CMP* numa faixa estreita abaixo do *streamer*. O *streamer* tinha de estar equipado com um sistema de bússolas, capazes de medir correctamente a deriva. Computadores a bordo registavam, constantemente, a posição de todos os elementos. Os *CMP's* tinham de estar distribuídos o mais uniformemente possível, para que toda a zona fosse coberta (Lavergne, 1989), (figura 4.12).

Outra técnica usada, consistia na utilização de várias fontes dispostas nos lados do navio e que eram disparadas alternadamente. Esta técnica permitia a aquisição de dados 3D, mesmo na ausência de deriva do *streamer* (Lavergne, 1989).

Nas campanhas de sísmica 3D actuais, são usados navios capazes de rebocar mais do que um *streamer* (figura 4.13). Os *streamers* são dispostos paralelamente, distanciados 50-150 m uns dos outros. O número de *streamers* usados pode ultrapassar os 10, podendo cada um medir mais de 6 km de comprimento (en.wikipedia.org(b)).

A figura 4.14 mostra um esquema de um navio de aquisição sísmica 3D com duas fontes e quatro *streamers*. Com este arranjo são adquiridas, simultaneamente, oito linhas de *CMP's*.

O percurso efectuado pelo navio, durante a campanha de aquisição é definido “*a priori*” tendo em conta os constrangimentos à navegação (rotas comerciais, rotas de

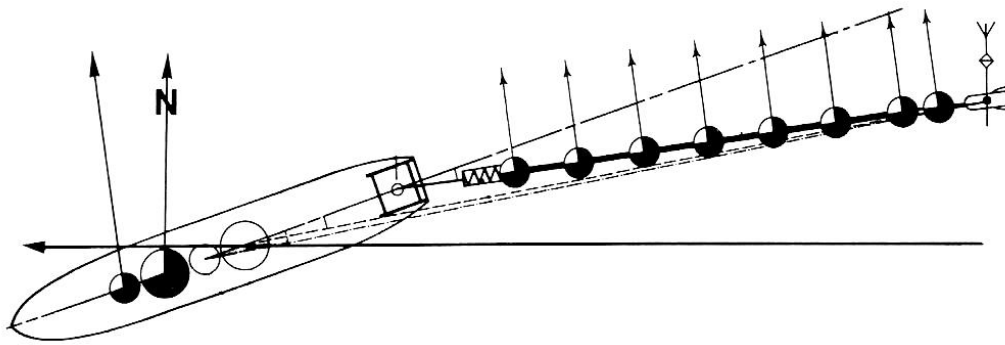


Figura 4.12: Aquisição sísmica 3D usando a deriva do *streamer* (Lavergne, 1989).



Figura 4.13: Aquisição marinha de sísmica 3D. Neste caso são utilizados 4 *streamers* e dois conjuntos de 4 *airguns* (tle.geoscienceworld.org).

migração de animais, plataformas petrolíferas, etc.) e os objectivos da campanha. Normalmente o navio desloca-se em linha recta, quando está a adquirir. Para fazer a ligação para a próxima linha o navio descreve uma curva alargada, evitando deste modo recolher o *streamer* (figura 4.15), embora outros métodos sejam possíveis.

Os sistemas de aquisição sísmica modernos utilizam vários sistemas de navegação para determinar e controlar a posição do navio e de todos os elementos que são rebocados pelo navio. Hoje em dia, a posição da maioria dos elementos é controlada por *GPS* (*Global Positioning System*). Sistemas acústicos ou *pingers* também são usados em alguns navios, assim como sistemas com *lasers* para o posicionamento das fontes e da bóia na cauda do *streamer*. Os dados de posicionamento têm de ser processados a bordo e ser verificados, para aferir se estão dentro do erro aceitável para aquela campanha. Os dados de navegação têm de ser entregues em conjunto com os dados sísmicos, uma vez que irão ser usados durante a fase de processamento (www.xsgeo.com).

Quando todos os elementos estiverem na água e na posição desejada, pode começar-se a fase de aquisição. As fontes são accionadas, na ordem e ao ritmo pré-definido.

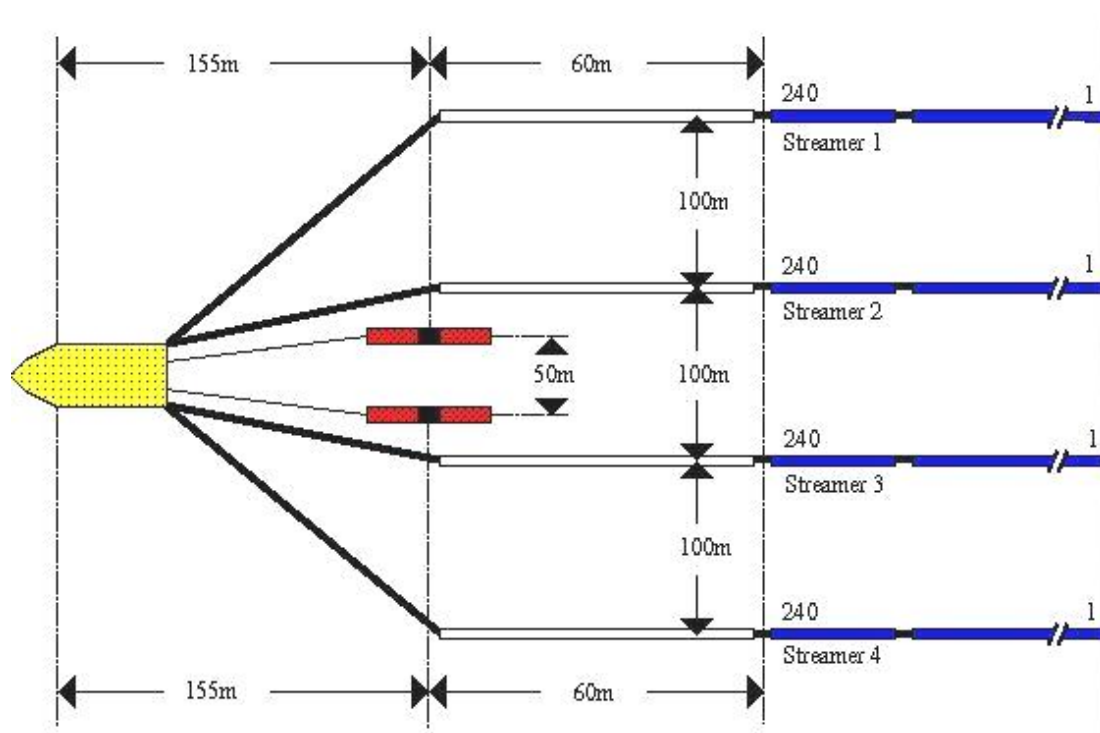


Figura 4.14: Representação esquemática de um dispositivo com 4 *streamers* e duas fontes (www.xsgeo.com).

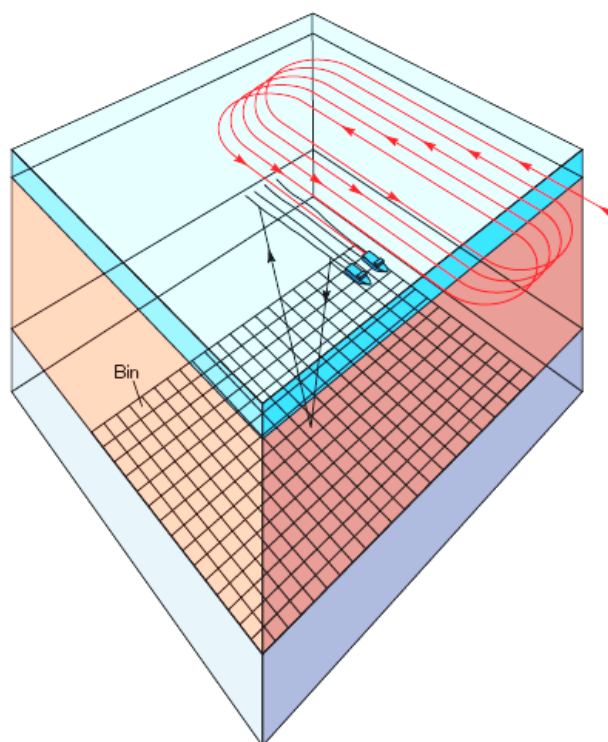


Figura 4.15: Navios sísmicos, durante uma campanha de aquisição a efectuar uma rota com curvas entre linhas alongadas para não ser necessário recuperar o *streamer* (www.slb.com).

O tempo de gravação de dados sísmicos é, normalmente, de 6 segundos, mas pode variar sendo comum, hoje em dia, registos bastante mais longos. Os dados são, na sua maioria, registados por instrumentos analógicos e têm de ser digitalizados para serem armazenados em *tapes* digitais. O processo de digitalização envolve a amostragem temporal do sinal analógico, num intervalo de tempo regular, de acordo com o teorema da amostragem (www.xsgeo.com).

A bordo do navio, durante a aquisição, é feito um controlo de qualidade dos dados aquiridos que envolve um pré-processamento. Este controlo de qualidade é feito recorrendo à visualização dos dados em bruto, análise de frequências e obtenção de uma secção *stack* em bruto. Hoje em dia, também é possível fazer um processamento completo de algumas linhas a bordo do navio, para verificar se os objectivos estão a ser cumpridos (www.xsgeo.com).

A aquisição sísmica marinha, em águas pouco profundas (rasas) é feita usando sensores colocados num cabo no fundo oceânico (*OBC - Ocean Bottom Cable*), em vez de ser rebocado por um navio (figura 4.16). Devido a limitações operacionais, este tipo de dispositivo só pode ser usado em lâminas de água até 70 m. Uma das vantagens do *OBC* é o facto de não ser limitado por obstáculos, como por exemplo, plataformas petrolíferas. Na maior parte das campanhas de aquisição com o *OCB*, são utilizados hidrofones em conjunto com geofones. Em alguns casos, também são usados mais dois sensores, para registo de velocidades horizontais. Os *OCB* com os quatro tipos de sensores têm a vantagem de registar ondas S, que não se propagam na água ([en.wikipedia.org\(b\)](http://en.wikipedia.org(b))).

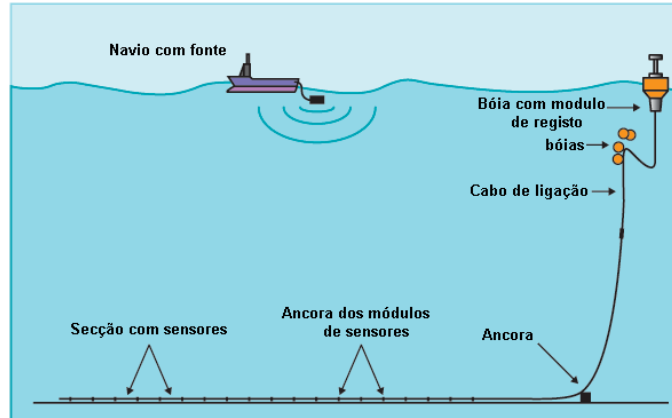


Figura 4.16: Esquema com a disposição de um *OBC - Ocean Bottom Cable* durante uma campanha de aquisição (www.offshore-mag.com).

4.3 Processamento de Dados Sísmicos

Na fase de processamento, os dados recolhidos no campo vão ser trabalhados com o objectivo de melhorar a razão sinal/ruído. Para tal, são efectuadas uma série de operações. Não existe uma sequência de processamento única, que garanta uma boa qualidade final dos dados. Cada companhia tem a sua própria sequência e os seus próprios algoritmos para efectuar cada umas das etapas. No entanto existem três fases

que não podem ser evitadas: a desconvolução, o *stack* e a migração. A sequência aqui apresentada é bastante simples e os problemas inerentes a cada uma das fases são apenas aflorados, já que o processamento não é o cerne deste trabalho. No entanto, é necessário um mínimo de conhecimentos para uma melhor compreensão das feições sísmicas encontradas, que por vezes são resultado do processamento e não de estruturas geológicas.

4.3.1 Pré-processamento

Desmultiplexagem

Os dados sísmicos são, normalmente, gravados em modo multiplexado durante a campanha de aquisição. O primeiro passo do processamento é efectuar a desmultiplexagem. Esta operação consiste em reordenar os dados para um formato conveniente para serem processados. O formato escolhido depende do tipo de processamento que vai ser efectuado e da companhia que o vai efectuar. O formato padrão (estabelecido pela *Society of Exploration Geophysicists*), que é usado nas trocas de informação entre companhias é o SEG-Y (Yilmaz, 2001).

Edição de traços

Nesta fase os traços que são reconhecidos pelo operador como anómalos são eliminados se a frequência do ruído for diferente da frequência do sinal ou filtrados (figura 4.17). Inversões de polaridade são também corrigidas.

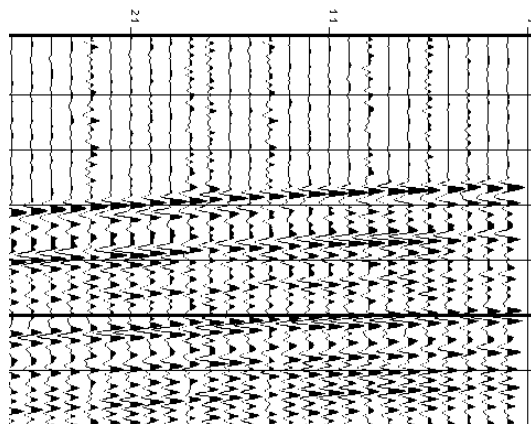


Figura 4.17: Sismograma onde se podem ver traços com ruído. Estes traços serão eliminados, ou filtrados se possível (sioseis.ucsd.edu).

Filtros

Uma série de filtros podem ser aplicados aos dados, na tentativa de remover ou atenuar certas frequências, de forma a melhorar a razão sinal/ruído.

Um filtro, normalmente utilizados é o *notch filter* (filtro rejeita banda estreita). Este filtro é usado para eliminar a contaminação com a frequência dos 50 Hz, da corrente eléctrica a bordo (figura 4.18).

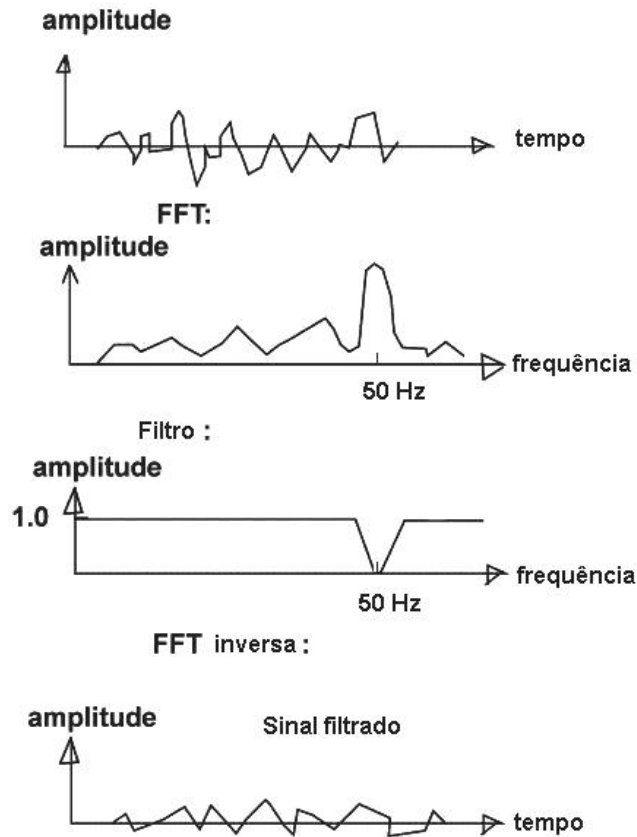


Figura 4.18: Aplicação de um *notch filter* para eliminação dos 50 Hz (principles.ou.edu).

Podem ser aplicados filtros de vários tipos: (a) passa banda, onde o operador define uma banda de frequências com as quais quer ficar, sendo as restantes eliminadas; (b) rejeita banda, onde o operador define uma banda de frequências a ser eliminada pelo filtro; (c) passa baixo, onde o operador define uma frequência a partir da qual o filtro começa a actuar; (d) passa alto, onde o operador define uma frequência a partir da qual o filtro deixa de actuar (figura 4.19).

Geometria de campo

Na fase final do pré-processamento, a geometria de campo é inserida nos *headers* dos dados sísmicos. A geometria de campo é baseada nas informações de navegação, sendo utilizadas as coordenadas dos pontos de tiro e dos receptores de todos os traços. Esta informação é registada nos cabeçalhos dos traços. Muitos dos problemas que surgem durante a fase de processamento advêm de informações incorrectas de geometria (Yilmaz, 2001).

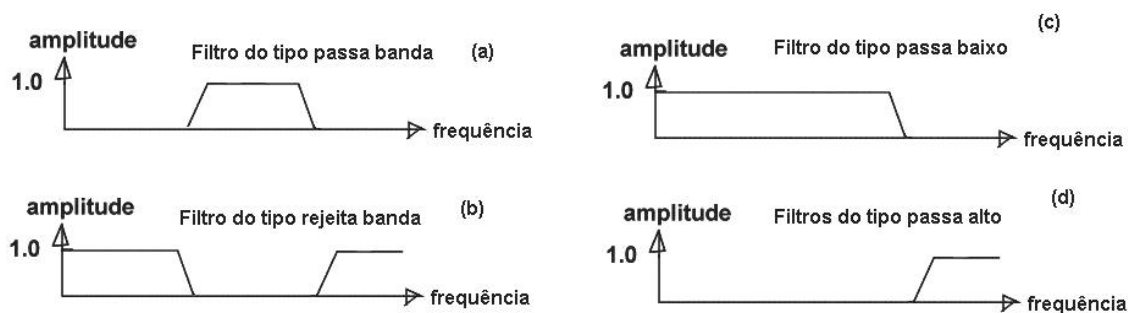


Figura 4.19: Alguns dos filtros que podem ser aplicados a dados sísmicos: (a) passa banda, (b) rejeita banda, (c) passa baixo, (d) passa alto.

4.3.2 Processamento

Desconvolução

A desconvolução é aplicada aos dados com a finalidade de recuperar as altas frequências, atenuar os múltiplos, equalizar o espectro de frequências e comprimir a onda sísmica básica. Deste modo é aumentada a resolução temporal e os dados são reduzidos a uma secção que representa a reflectividade da sub-superfície (Yilmaz, 2001).

A desconvolução visa inverter o processo de convolução, que acontece naturalmente, quando as ondas sísmicas são filtradas pela Terra.

Na figura 4.20 pode-se ver que depois da desconvolução as reflexões ficam mais límpidas e nota-se uma melhoria na continuidade de alguns reflectores, sendo eliminados outros que se devem à forma complexa da onda-fonte.

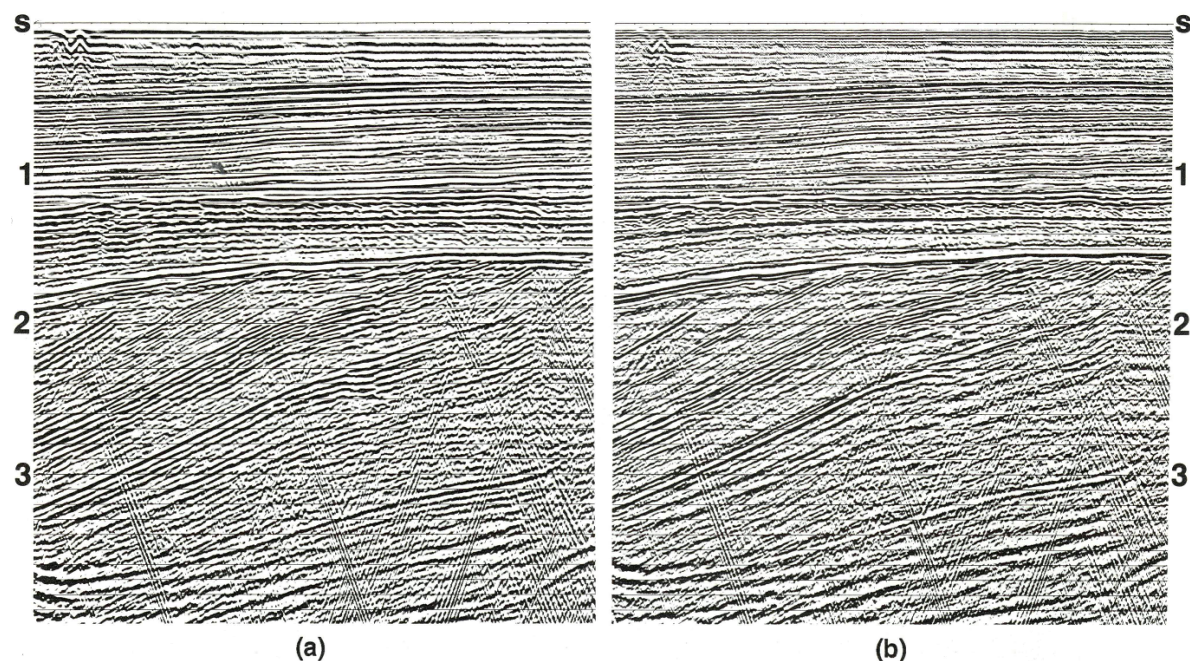


Figura 4.20: (a) Secção antes da desconvolução e (b) depois da desconvolução (Yilmaz, 1987).

O objectivo primário da desconvolução é remover, do sismograma, o efeito da assinatura da fonte, para idealmente, se obterem os coeficientes de reflexão (resposta im-

pulsional da terra). Este efeito é gerado aquando da aquisição. A convolução é dada por 4.2:

$$x_k = \varepsilon_k * w_k \quad (4.2)$$

onde,

x_k - Registo sísmico;

ε_x - Trem de Coeficientes de reflexão;

w_k - Assinatura da fonte,

o operador $*$ representa a operação de convolução (Yilmaz, 1987).

Se a assinatura da fonte for conhecida, podemos fazer a operação inversa: a desconvolução. Este seria um resultado ideal, pois o sismograma não é unicamente a assinatura da fonte convoluída pela resposta impulsional da Terra, havendo muitos outros factores a ter em conta e que não são totalmente conhecidos e/ou controláveis, não sendo o seu efeito removido pela desconvolução.

Agrupamento por CMP

Em sísmica multicanal o *CMP* (*Common Mid Point*) é um ponto à superfície que fica a meia distância entre a fonte e o receptor, este ponto é partilhado por vários pares de fontes-receptores (figura 4.21). Tal facto aumenta a quantidade de dados disponíveis sobre um só ponto, o que por sua vez aumenta a qualidade dos dados disponíveis para esse ponto, aumentando a qualidade da secção produzida depois do *Stack* ([www.glossary.oilfield.slb.com\(b\)](http://www.glossary.oilfield.slb.com(b))).

Os *CMP*'s estão na mesma direcção vertical dos *CDP*'s (*Common Depth Point*) em profundidade, só no caso de camadas horizontais. No caso de camadas inclinadas, estes pontos não estão na mesma posição vertical (figura 4.22).

Nesta fase, os dados são agrupados em famílias de *CDP*'s, isto é, grupos de traços que dão informações sobre um mesmo ponto na sub-superfície, mas são provenientes de pares de fonte-receptor (e portanto *offsets*) diferentes. Cada família de *CDP*'s representa informação de um único ponto em sub-superfície. São estes traços, pertencentes à mesma família de pontos reflectores, que vão ser “somados” durante o *stack*.

Um novo *CDP Gather* (conjunto de todas as famílias de *CDP*'s) é gerado no final de cada fase do processamento, para controlo de qualidade.

Correcção de Normal Moveout (NMO)

Correcção que compensa o efeito da separação entre a fonte e os receptores, para um mesmo ponto reflector comum, para um reflector horizontal. Uma reflexão, na maior parte dos casos, chega primeiro aos receptores mais próximos da fonte. O *offset* (distância fonte-receptor) induz um atraso na recepção das reflexões. Este atraso é, em princípio, tanto maior quanto maior for o *offset* ([www.glossary.oilfield.slb.com\(d\)](http://www.glossary.oilfield.slb.com(d))).

Para o caso mais simples, uma camada em meio homogéneo (figura 4.23), o gráfico tempo de chegada *vs offset* tem a forma de uma hipérbole (figura 4.24).

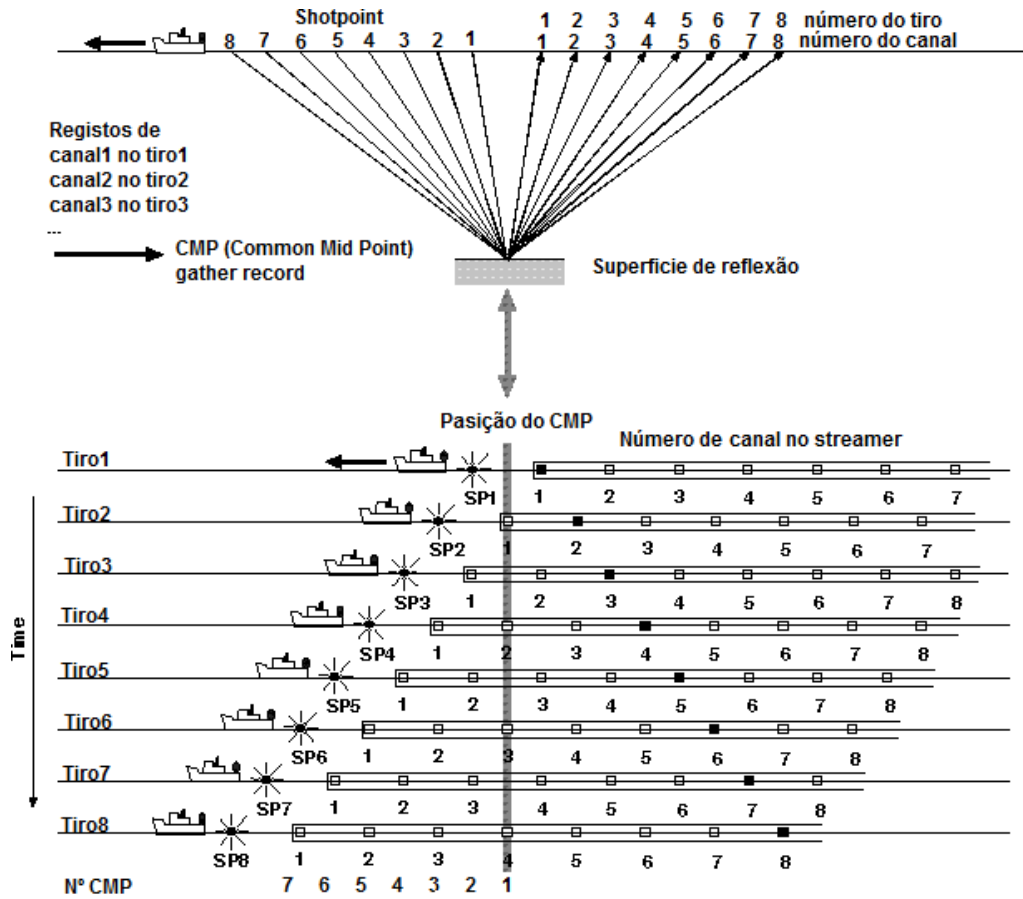


Figura 4.21: Representação gráfica dos *CMP*'s e a sua localização no diagrama de exploração (www.gsj.go.jp).

O objectivo da correcção de *NMO* é remover a curvatura da hipérbole de reflexão. Basicamente, trata-se de remover o efeito causado pelas diferenças, em termos de distância, entre a fonte e o receptor, dentro da mesma família de *CMP*'s. Se a correcção for bem sucedida as reflexões chegarão todas ao mesmo tempo, independentemente do *offset* (já que o atraso, nas chegadas das reflexões devido ao *offset* foi removido). Em resumo a hipérbole de reflexão fica horizontalizada (www.searchanddiscovery.net).

Para o caso da hiperbole de reflexão representada na figura 4.25(a), a equação para a correcção de *Normal Moveout* é (Yilmaz, 2001):

$$\Delta t_{NMO} = t_{(x)} - t_{(0)} = \sqrt{\frac{x^2}{v^2} - t_0^2} \quad (4.3)$$

onde:

Δt_{NMO} - correcção de *normal moveout*;

$t_{(x)}$ - tempo de chegada das ondas a um receptor à distância " x " da fonte;

$t_{(0)}$ - tempo no instante 0 (incidência normal);

x - distância;

v - velocidade.

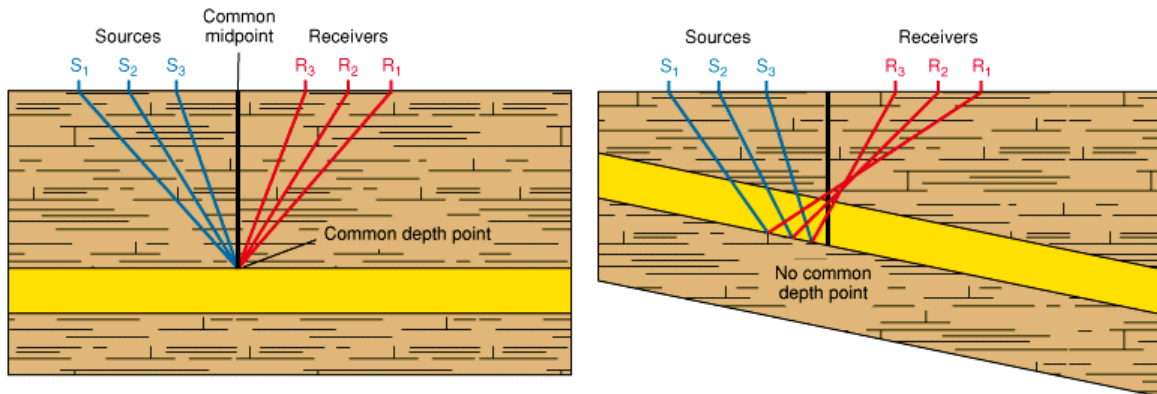


Figura 4.22: Nesta figura pode-se ver que em camadas horizontais o *CMP* está na mesma vertical que o *CDP* (esquerda), no caso de camadas inclinadas isso não se verifica (direita) ([www.glossary.oilfield.slb.com\(c\)](http://www.glossary.oilfield.slb.com(c))).

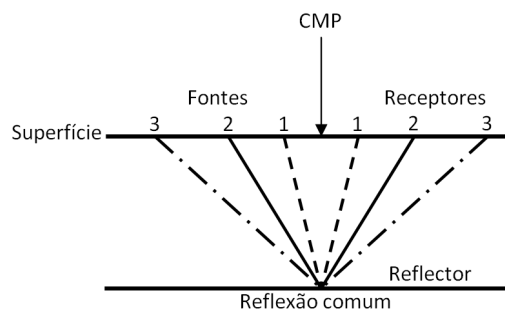


Figura 4.23: Geometria *NMO* para um reflector horizontal em meio homogêneo ([www.glossary.oilfield.slb.com\(e\)](http://www.glossary.oilfield.slb.com(e))).

Na figura 4.25 mostra-se a hipérbole de reflexão da figura 4.24 antes e depois de se aplicar a correcção de *NMO*. Para a velocidade *NMO*, nos casos mais complexos, será utilizado um modelo de velocidades calculado durante a análise de velocidades ou poderá ser usada uma velocidade média regional (Yilmaz, 1987).

A correcção de *NMO* aumenta com o *offset* e diminui com a profundidade, sendo também menor quanto maior for a velocidade do meio.

Correcção de Deep Moveout (DMO)

A correcção de *DMO* é efectuada para compensar o efeito provocado pelo facto dos reflectores na sub-superfície poderem estar inclinados, preservando reflectores com inclinações que entram em conflito e que têm velocidades diferentes, como por exemplo camadas horizontais e falhas, camadas horizontais e flancos de domos salinos (figuras 4.26 e 4.27), (Yilmaz, 1987).

Como se pode ver pela figura 4.26, depois da aplicação da correcção de *DMO* os flancos do corpo de sal ficam mais bem definidos, permitindo ao intérprete marcar com maior confiança os limites do domo salino. Esta correcção é normalmente aplicada aos dados já com correcção de *NMO*.

Na figura 4.27 pode-se constatar que depois de aplicada a correcção de *DMO*

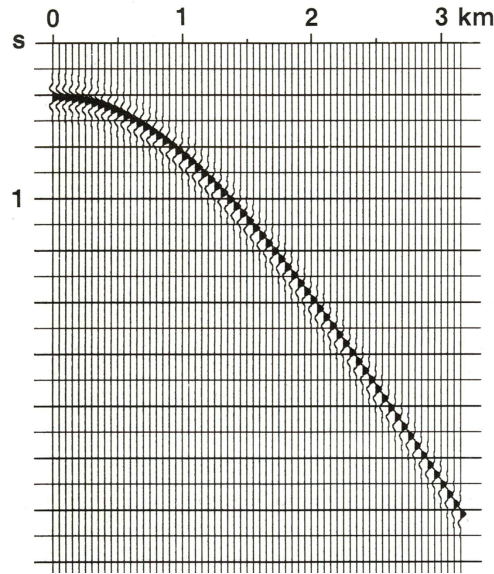


Figura 4.24: Sismograma sintético mostrando uma hipérbole de reflexão (Yilmaz, 2001).

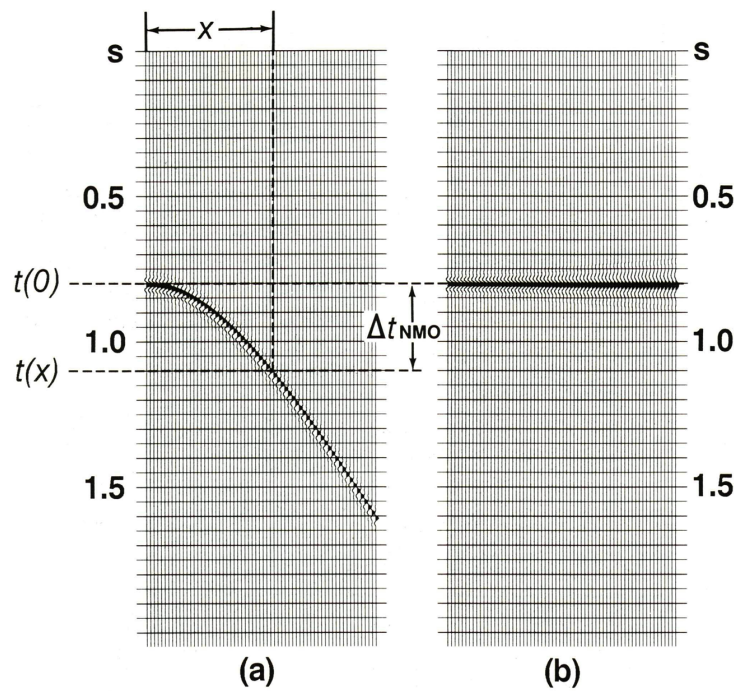


Figura 4.25: Hipérbole de reflexão da figura 4.24 (a) antes e (b) depois da correcção de NMO (Yilmaz, 2001).

consegue-se ver, com maior clareza, o plano de falha, bem como a sua relação com as falhas de menor dimensão e as terminações das reflexões dos estratos.

O procedimento correcção de *NMO* seguido de correcção de *DMO* é muitas vezes utilizado como um substituto à Migração Pré-*stack* (Yilmaz, 1987). Migração Pré-*stack* que devido ao seu elevado custo, tanto financeiro como de tempo de computação, pode ser proibitivo para algumas companhias.

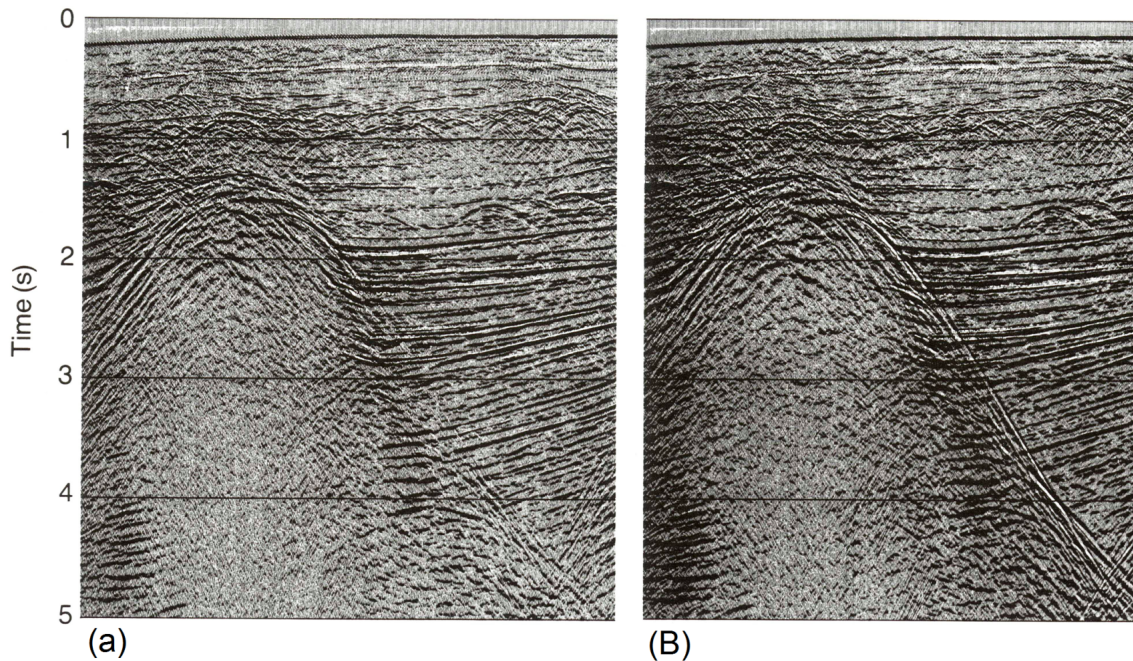


Figura 4.26: Secção sísmica mostrando uma secção *stacked* com um domo salino (a) sem e (b) com correcção de *DMO* (Yilmaz, 2001).

Análise de Velocidades

Processo pelo qual se determinam as velocidades sísmicas, usando dados *CDP* e se gera um modelo de velocidades. Este modelo será usado nas fases de *NMO*, *DMO*, *Stack* e Migração ([www.glossary.oilfield.slb.com\(f\)](http://www.glossary.oilfield.slb.com(f))). O modelo é refinado depois de cada uma destas fases. O *NMO* pode ser realizado com um modelo grosseiro, mas uma boa Migração já requer um modelo mais refinado, que tome em conta as variações verticais e laterais de velocidade dentro da mesma camada.

Para efectuar a análise de velocidades é utilizado um programa que gera três janelas, que estão interligadas e são interactivas (figura 4.28).

Na primeira janela está a família de *CDP*'s, na qual estamos a fazer a análise de velocidades. Na segunda estão as *mini velocity function (MVF)*. Na última está um gráfico tempo-velocidade que mostra a variação da velocidade com o tempo. O operador tenta encontrar a velocidade que melhor se ajusta a cada um dos máximos, no gráfico tempo-velocidade (altos esses que correspondem a *stacks* mais fortes), a respectiva reflexão na família de *CDP*'s, mantendo ao mesmo tempo o valor da velocidade não muito longe do valor médio utilizado para gerar as *MVF*.

É determinado um número de velocidades que se achar suficiente, gerando uma função de velocidade para aquele *CDP*. De seguida, passa-se para o próximo *CDP* e repete-se o processo. No final, quando a análise de todos os *CDP*'s previamente escolhidos estiver concluída, interpolam-se os dados para gerar um modelo de velocidades para a área em questão.

O intervalo de famílias de *CDP*'s a ser estudado é definido pelo operador, sendo aconselhável começar com um intervalo maior, nas primeiras fases do processamento (*NMO*, *DMO*) e diminuir esse intervalo para as fases posteriores (*Stack* e Migração).

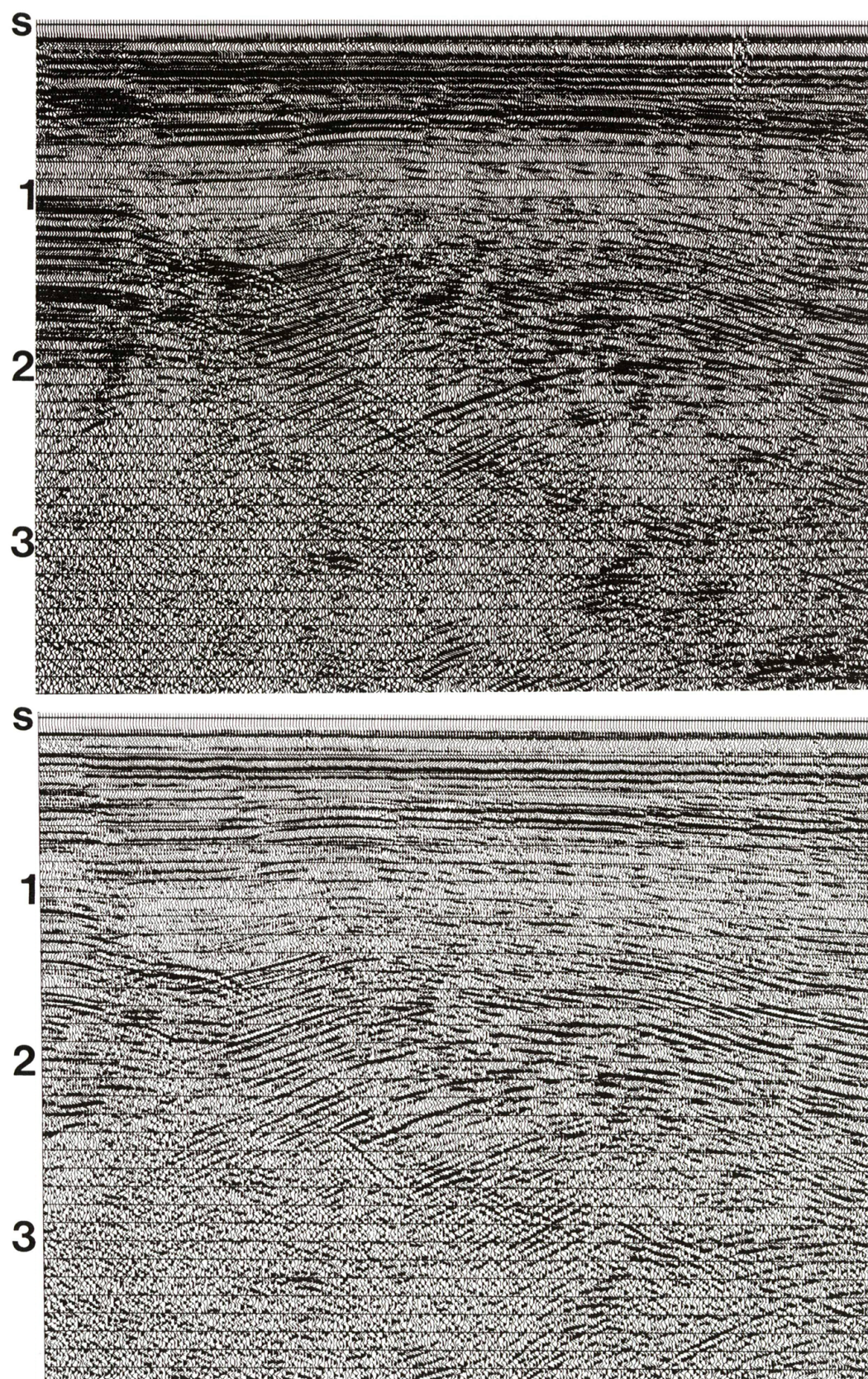


Figura 4.27: Secção sísmica mostrando uma secção *stacked* com uma falha (em cima) sem e (em baixo) com correcção de *DMO* (Yilmaz, 2001).

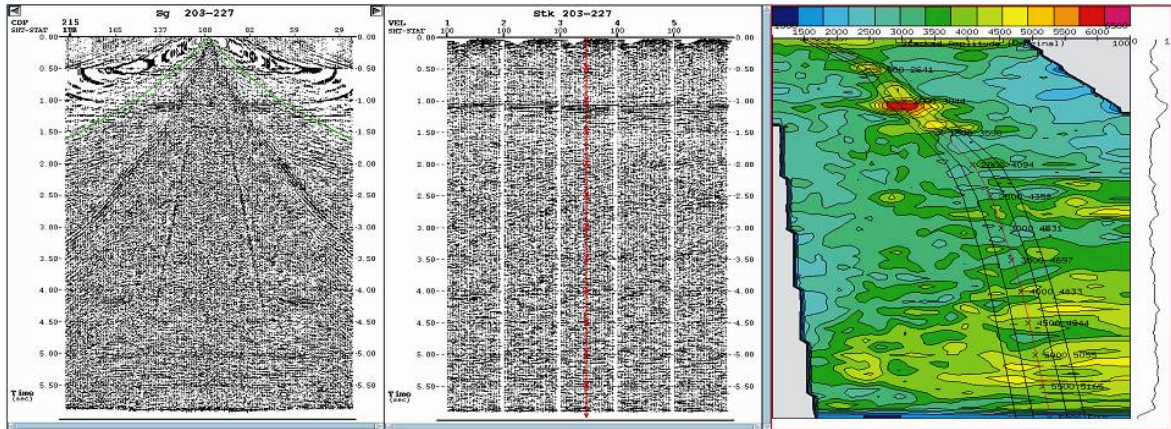


Figura 4.28: Janelas geradas por um programa *standard* usado para fazer a Análise de velocidades.

Esta diminuição do intervalo de amostragem de famílias de *CDP's* faz com que, nas fases finais do processamento, o modelo de velocidades já leva em conta variações verticais e laterais dentro da mesma camada, produzindo assim um modelo mais próximo da realidade.

Migração Pré-stack

Uma solução rigorosa para o problema gerado pelos reflectores, com inclinações que entram em conflito e/ou com diferentes velocidades, é a migração pré-*stack*. Devido ao seu custo computacional e morosidade, muitas companhias preferem fazer apenas uma migração pós-*stack*. O elevado tempo de computação da migração pré-*stack*, deve-se ao facto do algoritmo ser aplicado a cada um dos traços, de cada uma das famílias de *CMP's*, enquanto que a migração pós-*stack* é efectuada na secção *stacked*, na qual o volume de dados é substancialmente menor (Yilmaz, 1987).

Como foi dito atrás, uma boa alternativa à migração pré-*stack* é fazer a correcção NMO-correcção DMO-*stack*-migração pós-*stack*. Trata-se de uma sequência de processamento mais barata e que pede menos tempo de computação que a migração pré-*stack*. Embora resolva alguns problemas satisfatoriamente, continua a ser um compromisso entre o preço e a qualidade da secção final. Na figura 4.29 mostra-se uma secção com a sequência de processamento exposta acima e outra com uma migração pré-*stack*. Pode-se ver que a secção pré-*stack* apresenta uma melhor qualidade, os reflectores estão mais bem definidos e os conflitos de inclinação foram quase totalmente resolvidos, resultando uma secção de qualidade superior (Yilmaz, 1987).

Hoje em dia, devido à procura de secções sísmicas de maior qualidade e ao aumento da complexidade das estruturas, muitos clientes exigem uma migração pré-*stack*, pois a qualidade final da secção é amplamente aumentada. Por estas razões, esta migração está a tornar-se parte integrante de um *flowchart* típico de processamento, apesar do seu elevado custo. Outro motivo para a utilização desta migração é o facto de só ela permitir ter uma secção sísmica final, onde é possível ver os reflectores que se encontram por debaixo dos corpos de sal (figura 4.30). Na figura 4.30 só na secção da direita é que se conseguem ver os reflectores que ficam no flanco do corpo de sal, por debaixo

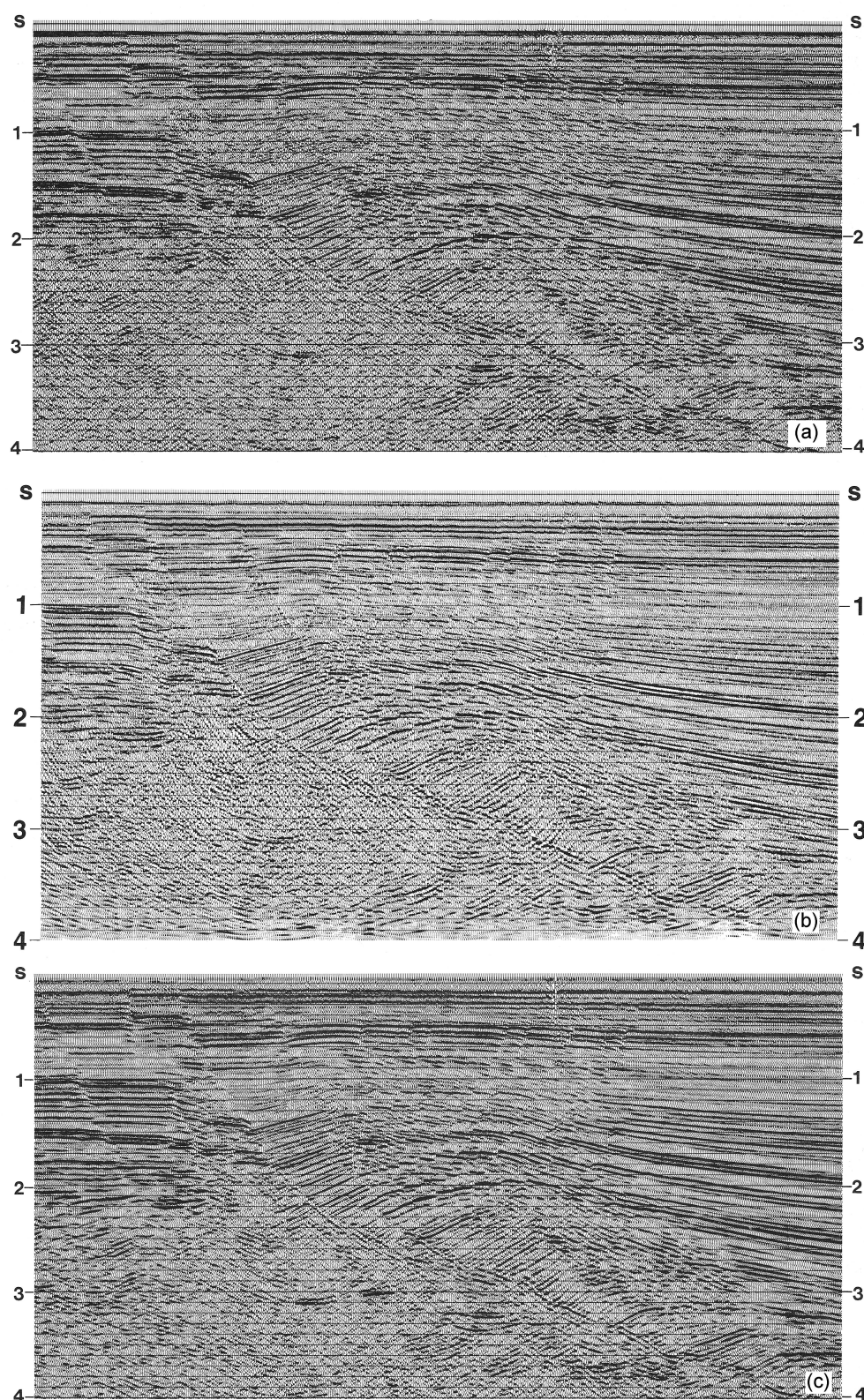


Figura 4.29: (a) Secção com migração Pós-stack; (b) Secção com sequência *NMO-DMO-Stack*-Migração pós-stack; (c) secção com migração pré-stack (adaptado de Yilmaz, 2001).

do seu topo. Estes locais têm-se revelado bastante promissores como reservatórios de hidrocarbonetos, principalmente no *deep-water* em Angola e no Brasil. Para trabalhar estas zonas são usadas as chamadas *turning waves* (figura 4.31) e só a migração *pré-stack* é que consegue lidar com este tipo de ondas.

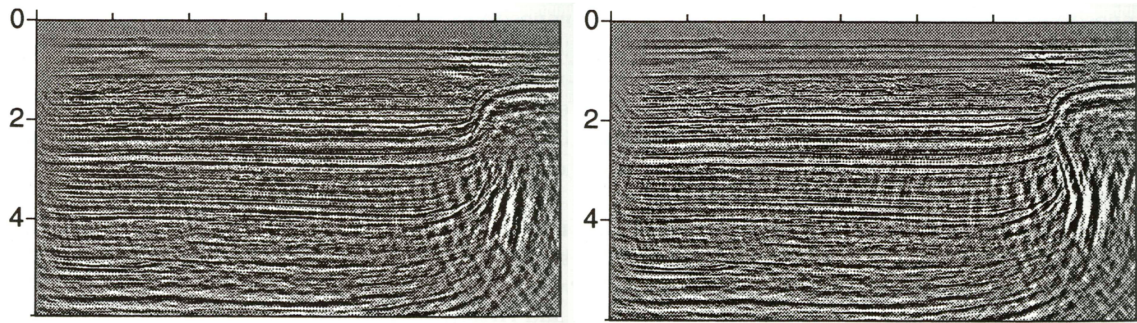


Figura 4.30: Secção com migração pós-stack (esquerda) e secção com migração pré-stack (direita) (Yilmaz, 2001).

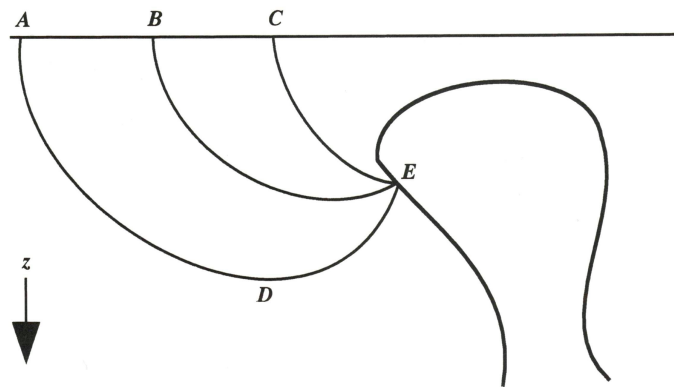


Figura 4.31: Geometria das *turning waves* (Yilmaz, 2001).

Stack

O *stack* é um conceito bastante simples, mas de grande importância no processamento sísmico. O *stack* não é mais do que a “soma” dos traços de cada uma das famílias de *CDP*’s, após a correcção de *NMO*, resultando desta soma um único traço (para cada uma das diferentes famílias de *CDP*’s). Esta operação aumenta a razão sinal/ruído, já que o sinal, em princípio, é o mesmo e o ruído, sendo aleatório, é atenuado. Como consequência, o sinal é realçado (figura 4.32). Como se pode ver a família de *CDP*’s da figura 4.32, neste caso apenas com três traços, fica apenas com um traço, após se aplicar o *stack*, no qual o sinal é realçado e o ruído é atenuado. Um efeito desta operação é uma enorme redução do volume de dados. Esta redução de informação vai permitir um processo de migração muito mais rápido e menos “pesado” em termos de esforço computacional.

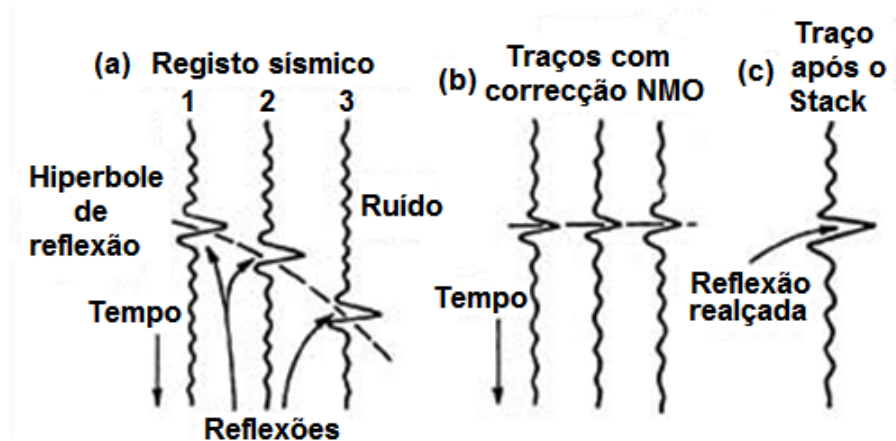


Figura 4.32: Esquema mostrando (a) uma família de CDP's, neste caso apenas com três traços; (b) após correcção de *NMO* e (c) após *stack*. Nesta figura fica também patente a redução de dados que se dá aquando do *stack* ([www.glossary.oilfield.slb.com\(e\)](http://www.glossary.oilfield.slb.com(e))).

Migração

Este é o processo pelo qual os reflectores são movidos para a sua posição correcta no espaço x-y-tempo. A migração produz uma imagem da sub-superfície de maior qualidade, o que permite uma melhor e mais simples interpretação. Isto deve-se ao facto das estruturas estarem na sua posição correcta, especialmente as falhas. A migração colapsa difracções de fontes secundárias, como terminações de reflexões contra falhas, estruturas pontuais e corrige o efeito chamado de *bow tie*, formado os sinclinais que lhe deram origem (figura 4.33), ([www.glossary.oilfield.slb.com\(g\)](http://www.glossary.oilfield.slb.com(g))).

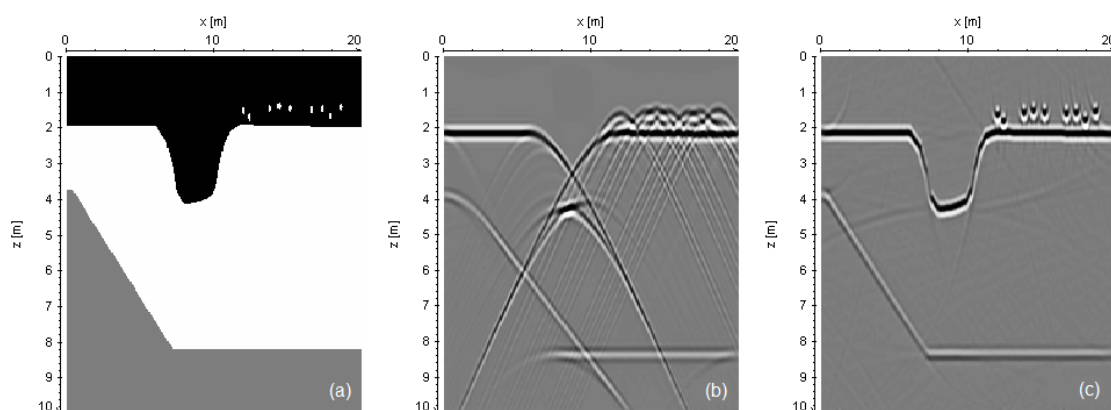


Figura 4.33: Secção migrada (c) de um sismograma sintético (b) gerado a partir de um modelo geológico simulado (a), como se pode ver as difracções foram colapsadas e o efeito de *bow tie* foi desfeito (www.sandmeier-geo.de).

Capítulo 5

Estudo de uma Área da Bacia do Baixo Congo

5.1 Carregamento dos Dados

Após a fase de processamento estar concluída, os dados estão prontos para serem carregados nas *workstations*. Basicamente dois tipos de dados migrados são carregados nas *workstations* afim de serem interpretados, nomeadamente Pré_STM (pré-*stack time migration*) e Pós_STM (pós-*stack time migration*). Estes podem ser convertidos em profundidade, passando para Pré_SDM (pré-*stack depth migration*) e Pós_SDM (pós-*stack depth migration*). Os dados migrados são gravados em *tapes* do tipo DLT ou 3590, nos formatos SEG-D ou SEG-Y. Os dados em formato SEG-D são dados que já estão desmultiplexados. O formato SEG-Y é o formato padrão utilizado para intercâmbio de informação na indústria petrolífera.

A primeira fase do trabalho do técnico responsável pelo carregamento dos dados de sísmica é verificar se o cabeçalho se encontra em conformidade com os dados contidos na *tape*. É no cabeçalho que se encontra toda a informação necessária para a definição dos parâmetros de carregamento, para que fiquem com a apresentação que nos é familiar.

As *tapes* apresentam três cabeçalhos (*headers*).

- EBCDIC - cabeçalho com a informação do processamento efectuado e *byte location* (posição em que se encontram as informações relevantes para o carregamento, tais como: *Inline*, *shotpoint*, *crossline*, CDP, coordenadas X e Y, etc.);
- *Binary Header* - cabeçalho com o número de amostras por traço e o intervalo de amostragem. Esta informação serve para calcular o comprimento do registo;
- *Trace Header* - cabeçalho com a localização dos dados para cada traço.

Depois da confirmação de que todos os valores contidos nos diferentes cabeçalhos estão em conformidade com os dados da *tape*, estes são carregados no espaço de disco pré seleccionado no servidor.

Conforme o estudo que se pretende efectuar, na segunda fase podem ser carregados vários volumes de dados (quando se trata de sísmica 3D) tais como:

- *Near traces* - corresponde aos dados relativos aos canais mais próximos da fonte (ângulo de reflexão mais pequeno);
- *Far traces* - corresponde aos dados relativos aos canais mais afastados da fonte (ângulo de reflexão maior);
- *Middle traces* - corresponde aos dados relativos aos canais a distâncias intermédias da fonte (ângulo de reflexão intermédio);
- *Full Stack* - corresponde aos dados relativos a todos os canais, de todos os pontos de tiro (todos os ângulos de reflexão estão presentes).

Os *near traces*, *far traces* e os *middle traces* são usados, durante a fase de interpretação, para, por exemplo fazer o estudo AVO (*Amplitude vs Offset*).

Na terceira e última fase é feito o controlo de qualidade dos dados carregados, são verificadas todas as linhas e são feitas as correcções necessárias (tais como a eliminação de múltiplos e o melhoramento da qualidade do *display* através da aplicação de ganho aos valores das amplitudes).

Neste momento, os dados carregados estão prontos a serem interpretados.

5.2 Metodologia

Depois de efectuado um estudo bibliográfico que incidiu sobre as bacias marginais de Angola, com especial atenção para a Bacia do Baixo Congo, sobre as correntes turbidíticas e respectivos depósitos, sobre complexos de canais confinados e a sua importância para a indústria do petróleo em Angola, foi efectuado um pequeno treino para familiarização com as ferramentas básicas do programa *Seisworks*[®], de modo a ficar apto a começar a fase de interpretação de horizontes.

Foi feita também uma breve introdução aos processos de aquisição e processamento de dados sísmicos para permitir uma melhor compreensão quanto aos limites e potencialidades da sísmica, quando aplicada à exploração de hidrocarbonetos.

A primeira fase do trabalho de interpretação consistiu no cálculo do sismograma sintético, para efectuar a correlação entre o poço e a sísmica. A partir do perfil do sónico e do perfil de densidades do poço Tatiana 1 o programa *SynTool*[®] da *Landmark*[®] calcula um perfil de impedância, deste perfil é gerado um perfil de coeficientes de reflexão. O programa retira da sísmica a assinatura da fonte e convolve esta *wavelet* com o perfil de coeficientes de reflexão, gerando desta forma o sismograma sintético. Na figura 5.1 encontra-se a janela gerada pelo programa *SynTool*[®]. Na fase seguinte são feitos pequenos ajustes por forma a que se aumente a correlação entre o sismograma sintético e a sísmica (figura 5.2).

Com vista à avaliação do potencial da Área Eva¹ foi feita a “picagem” de onze horizontes, todos pertencentes ao Pós-sal. Este trabalho foi realizado numa *workstation* com o software *Seisworks*[®] da *Landmark*[®]. O poço Tatiana-1² serviu como guia para a identificação dos principais marcadores (*markers*), (figura 5.3). De uma maneira geral, tentou-se definir grandes sequências deposicionais com altas amplitudes.

¹Área fictícia definida para este estudo.

²Nome fictício adoptado por razões de confidencialidade.

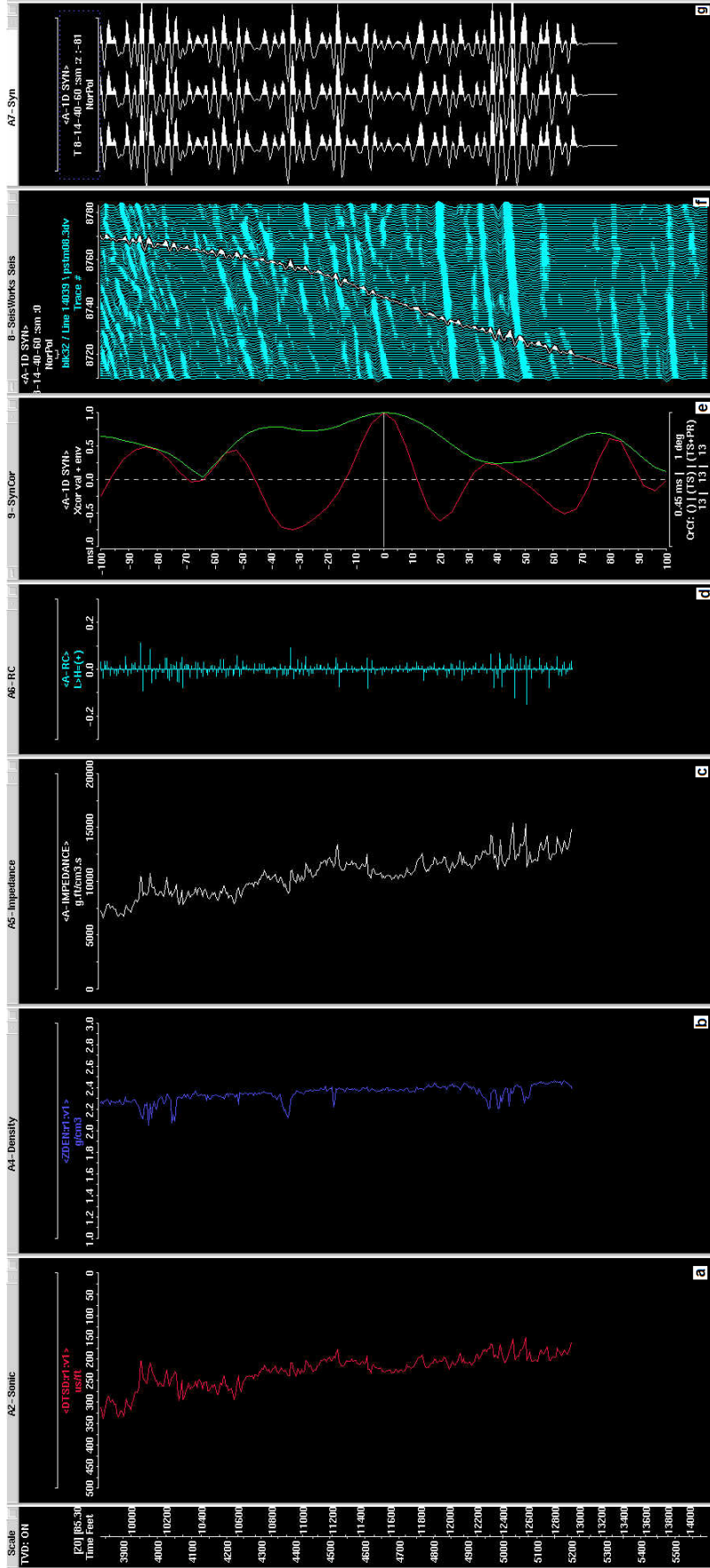


Figura 5.1: Janela gerada pelo programa *SynTool*® aquando do cálculo do sismograma sintético. (a) Perfil de densidades; (b) Perfil de impedância; (c) Coeficiente de reflexão; (d) Gráfico da correlação entre o sismograma sintético e a sísmica; (e) Sismograma sintético.

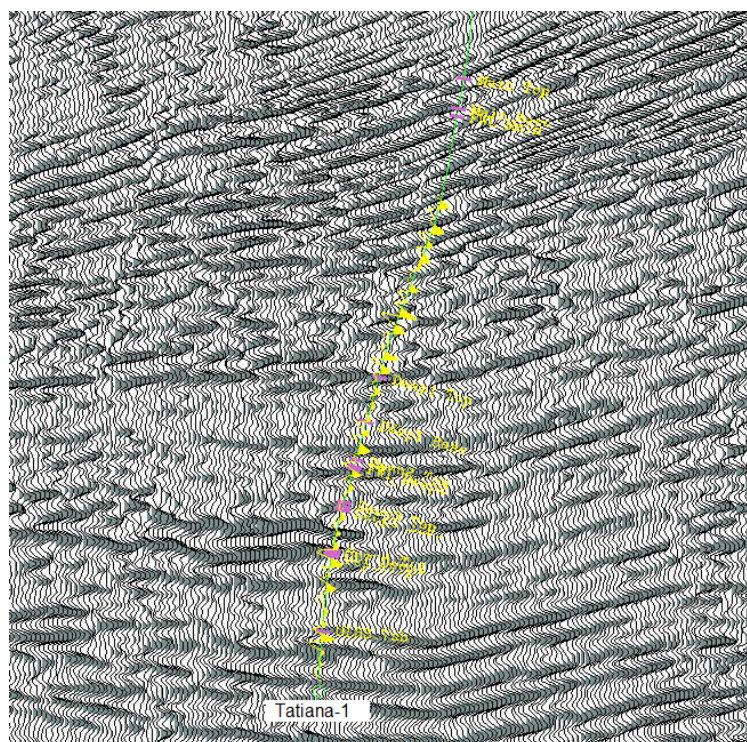


Figura 5.2: Linha sísmica arbitrária mostrando a correlação entre a sísmica e o sismograma sintético. A parte positiva do sismograma sintético (amarelo) coincide com as amplitudes positivas da sísmica (cinzento escuro). A correlação dificultada pelo facto de o poço Tatiana-1 ter uma trajetória inclinada.

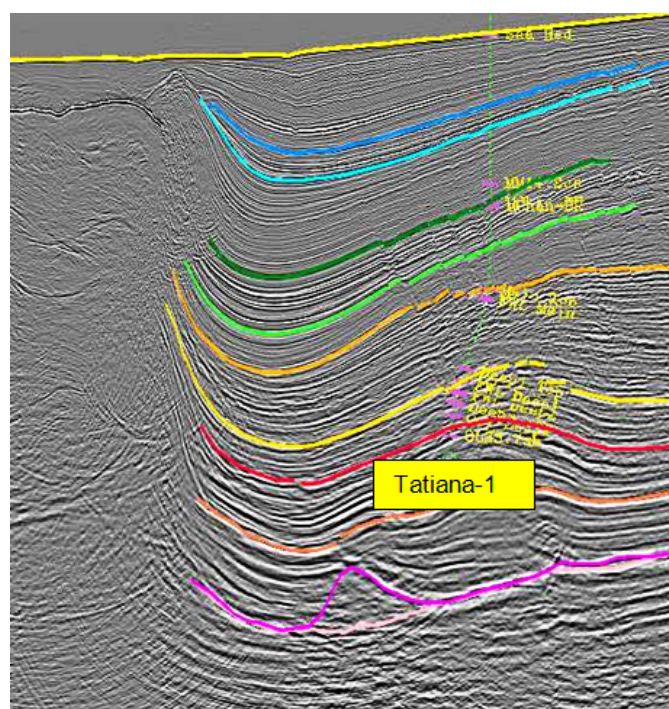


Figura 5.3: Linha sísmica arbitrária mostrando a correlação da interpretação com o Poço Tatiana-1. As designações dos markers aparecem desfocadas por se tratar de informação confidencial.

No início da interpretação, para cada um dos horizontes, a “picagem” foi feita de 100 em 100 linhas e de 100 em 100 traços sísmicos. Desta forma, foi criada uma malha 100×100 . Este espaçamento permite, numa primeira interpretação, “varrer” rapidamente toda a área. Desta forma, o adensar da malha de interpretação é feito com maior confiança, uma vez que já existe uma amarração entre as linhas e os traços (figura 5.4a).

De seguida foi-se adensando esta malha para uma 20×20 , vinte traços por vinte linhas (figura 5.4b).

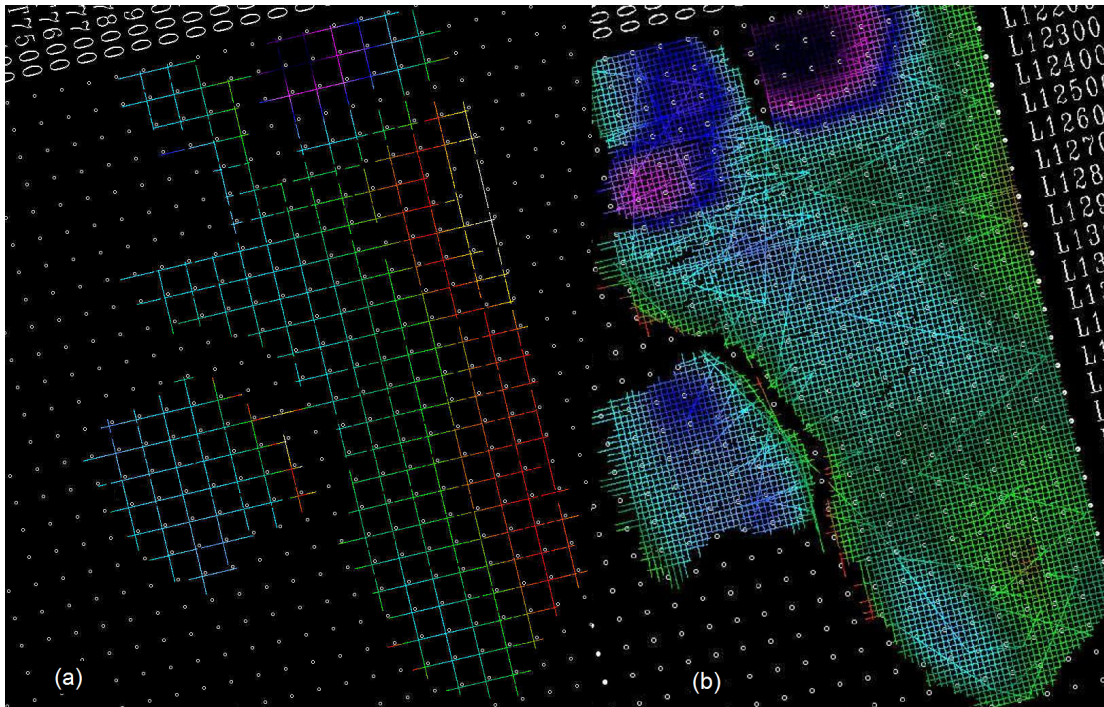


Figura 5.4: (a) Malha inicial 100×100 ; (b) malha final 20×20 . As cores representam “profundidades” em tempo (*TWT*)

A escala de cores representa tempo de ida e volta (*Two Way Time*); as cores quentes representam altos estruturais e as cores frias baixos estruturais.

Esta escala de cores permite que seja feito um controlo de qualidade à medida que se vai fazendo a interpretação, uma vez que as cores, nas zonas de intersecção dos traços com as linhas, têm de estar em conformidade (figura 5.5). Se na intersecção, entre as linhas e os traços, as cores são diferentes isso quer dizer que nos traços a interpretação foi feita a uma determinada “profundidade” em tempo, enquanto que nas linhas foi interpretada noutra. Estamos, portanto perante um erro de interpretação.

Abre-se aqui um pequeno parênteses, para falar um pouco das técnicas de interpretação usadas.

5.2.1 Estratigrafia Sísmica

A estratigrafia sísmica é uma técnica utilizada para interpretar informação estratigráfica a partir de dados sísmicos. Juntamente com a estratigrafia sequencial (*Sequence*

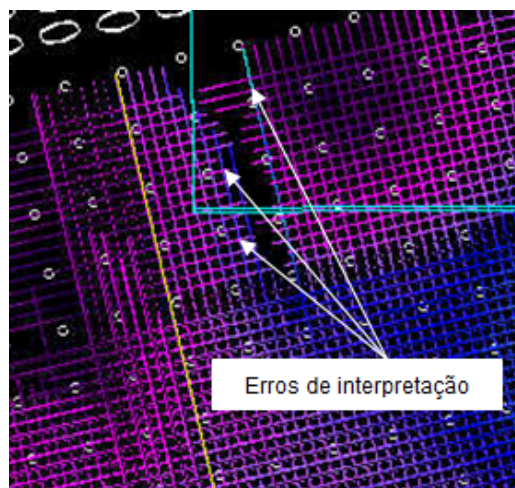


Figura 5.5: Erros de interpretação identificáveis através da escala de cores. A cor das linhas não está em consonância com a cor dos traços nas zonas de intersecção. Uma vez que as cores representam “profundidades” em tempo (TWT), o facto de não terem a mesma cor na intersecção, quer dizer que estão a “alturas” diferentes.

stratigraphy) protagonizaram um dos maiores avanços nas Ciências da Terra nos últimos 30 anos (Emery, 1998). As ideias fundamentais em que se baseia esta técnica foram apresentadas numa série de artigos na *Association of American Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 26*.

Em dados sísmicos, os reflectores sísmicos são gerados aquando da presença de uma variação, mais ou menos abrupta, de impedância acústica que gera reflexões de amplitudes variadas (impedância é o produto entre a densidade da rocha e a velocidade de propagação das ondas sísmicas nessa rocha). É importante salientar que este método assenta no facto de contrastes de impedância acústicas, representados nos dados sísmicos, resultarem, fundamentalmente, de interfaces entre camadas diferentes e não tanto de variações laterais de fácies. À escala da resolução sísmica, as variações laterais de fácies dentro do mesmo estrato são graduais e portanto não formam, em geral, reflectores (Emery, 1998).

Um dos princípios fundamentais da estratigrafia sísmica é (Bertram, 2000):

“Tendo em conta a resolução do método sísmico, as reflexões sísmicas seguem limites entre unidades sedimentares e como tal, aproximam-se a linhas de tempo.”

Assim, as reflexões podem ser encaradas como superfícies de tempo, separando rochas mais recentes de rochas mais antigas. No entanto, há algumas excepções como os múltiplos e as reflexões refractadas. Estas reflexões são produto do método físico que está por de trás da aquisição sísmica e têm de ser reconhecidas como artefactos, não tendo significado em termos geológicos. Outras reflexões, como o contacto entre fluidos e alterações diagenéticas, são reais e devem ser interpretados em termos cronoestratigráficos. Por último, temos as reflexões que são resultado de uma resolução sísmica insuficiente aquando a diminuição da espessura das camadas (Biddle *et al.*, 1992, *in* Emery, 1998) ou justaposição de litofácies (Tipper, 1993, *in* Emery, 1998).

Daqui pode-se concluir que uma secção sísmica fornece informação cronoestratigráfica bem como litoestratigráfica (Bertram, 2000).

Se à informação “retirada” da sísmica, se juntar a informação de poços e amostras, podemos ter uma boa ideia da geologia de sub-superfície (Bertram, 2000).

Uma outra vantagem da estratigrafia sísmica é que este não é um método puramente descritivo, mas que permite a construção de modelos preditivos que podem ser melhorados/actualizados quando nova informação é obtida (Bertram 2000).

Técnicas de Interpretação

Terminações de reflectores

As reflexões sísmicas não são infinitas, mas definem frequentemente uma linha numa secção sísmica (e uma superfície em dados 3D). O número de superfícies depende da complexidade estratigráfica. Num conjunto de dados existem sempre algumas superfícies sísmicas fortes, com uma continuidade à escala da bacia e um número menor de reflexões menores. As reflexões maiores geralmente têm uma maior relevância para a definição da geologia a nível regional, enquanto que as menores são utilizadas para a definição da geologia local e/ou geologia de pormenor, como por exemplo, para determinar a geometria do reservatório (Bertram, 2000).

Ao “picar” as superfícies principais o intérprete está a dividir a estratigrafia em vários pacotes deposicionais. Cada um destes pacotes contém reflexões ligeiramente parecidas e uma geometria consistente (Bertram, 2000).

Categorias das terminações de reflexões

As terminações de reflexões são caracterizadas, numa secção sísmica, tendo em conta a relação geométrica entre as reflexões e a superfície sísmica em que terminam (figura 5.6), (Emery, 1998).

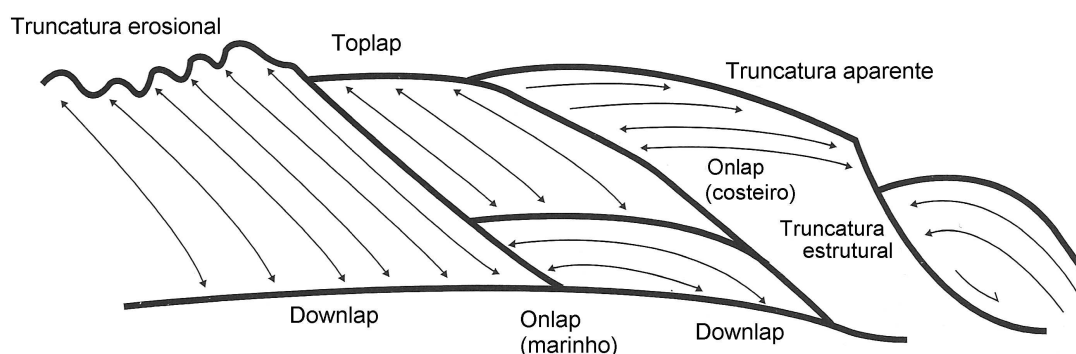


Figura 5.6: Terminações de reflexões (Emery, 1998).

- *Lapout* - terminação lateral de uma reflexão no seu limite de deposição ao contrário da truncatura que implica que a reflexão original não terminava ali mas, neste caso, foi erodida ou interrompida (Mitchum *et al.*, 1977);

- *Baselap* - é um *lapout* que termina num limite inferior, como por exemplo a base uma sequência deposicional. Um *baselap* pode ser um *downlap* no caso da inclinação da superfície ser menor que a inclinação do estrato, ou um *onlap* quando a inclinação da superfície é maior (figura 5.7) (Mitchum *et al.*, 1977);
 - *Downlap* - são terminações de ângulo elevado contra uma superfície de baixo ângulo (figura 5.7d), (Mitchum *et al.*, 1977; Emery, 1998). São encontrados, principalmente, na base de clinoformas progradantes e normalmente representam a progradação da margem de uma bacia para águas mais profundas. Uma mudança de deposição no talude para zonas condensadas (a condensação é caracterizada por taxas de sedimentação bastante baixas), ou de não deposição (Emery, 1998; Vail *et al.*, 1977b);
 - *Onlap* - são terminações de reflectores de baixo ângulo contra uma superfície sísmica com uma inclinação maior (figura 5.7c), (Mitchum *et al.*, 1977; Emery, 1998); podem ser de origem marinha ou costeira. *Onlaps* costeiros (figura 5.6) representam uma mudança de zona deposicional para zona de erosão. Uma progradação no sentido de terra, representa uma subida do nível médio das águas do mar; uma progradação no sentido do mar, representa uma descida no nível médio das águas do mar. *Onlaps* marinhos (figura 5.6) representam uma mudança de ambiente deposicional marinho para ausência de deposição ou condensação e resultam do enchimento parcial da bacia. Reflectem uma mudança de taxas de deposição bastante altas para deposição pelágica de baixa energia. Ao contrário dos *onlaps* costeiros, os marinhos não podem ser usados para estudos da subida e descida do nível médio das águas do mar (Emery, 1998; Vail *et al.*, 1977b).
- *Toplap* - é um *lapout* no limite superior de uma sequência deposicional (Mitchum *et al.*, 1977; Emery, 1998). Acredita-se que os *toplap* representam limites de deposição proximais. Em estratos marinhos representam uma mudança de deposição no talude para ausência de deposição ou deposição em ambiente marinho de águas rasas ou ainda erosão. O *toplap* é uma descontinuidade local (figura 5.7b) (Emery, 1998; Vail *et al.*, 1977b);
- Truncatura Erosional - é a terminação de reflectores contra uma superfície erosional superior (Mitchum *et al.*, 1977; Emery, 1998). *Toplap* podem evoluir para truncaturas erosionais, mas a truncatura é mais expressiva que o *toplap* e implica o desenvolvimento de um relevo erosional, ou o desenvolvimento de uma inconformidade angular. Esta superfície pode ser de origem marinha, como a base de um cânhamo, de um canal, etc (figura 5.7a) (Emery, 1998);
- Truncatura Aparente - é a terminação de um reflector sísmico de ângulo relativamente baixo, por debaixo de uma superfície sísmica inclinada que representa condensação marinha (figura 5.6). Representa um limite de deposição distal ou adelgaçamento do estrato abaixo da resolução sísmica (Emery, 1998);
- Truncatura estrutural - representa a terminação de reflectores contra uma perturbação estrutural (figura 5.6). Este tipo de truncatura é mais fácil de identificar

quando se manifesta ao longo de uma sequência ou grupo de sequências. A perturbação estrutural que provoca a truncatura pode ser uma falha, a acção de um corpo de sal, uma intrusão ígnea ou *slides*. A distinção entre uma truncatura estrutural e uma truncatura erosional pode ser difícil (Mitchum *et al.*, 1977).

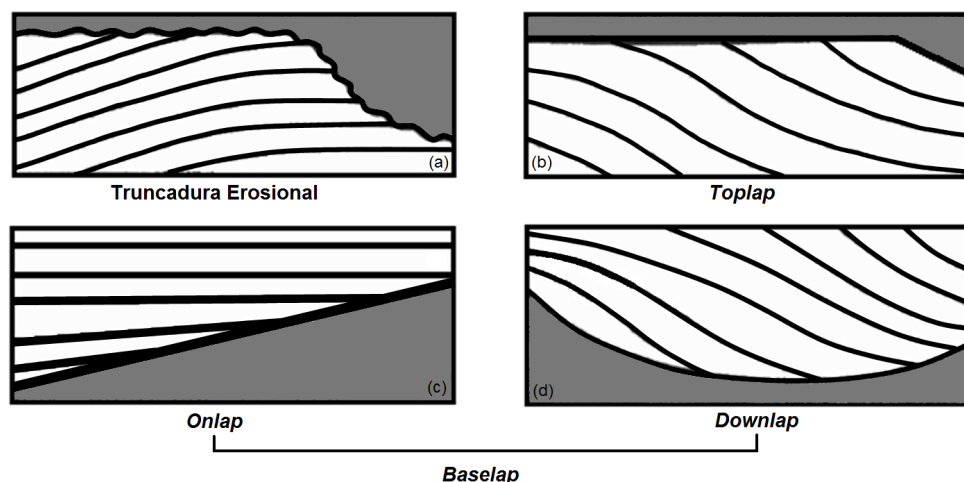


Figura 5.7: Relações entre os estratos e os limites das sequências deposicionais (Mitchum *et al.*, 1977).

Por vezes, o reconhecimento de terminações não é fácil devido ao baixo ângulo dos reflectores sísmicos (Emery, 1998) e muitas vezes devido à diminuição da espessura dos estratos abaixo do limite de resolução da sísmica, tornando a interpretação e distinção entre os diferentes tipos de terminações bastante complicada (Bertram, 2000).

A falta de resolução sísmica levanta ainda o problema de serem reconhecidas terminações que não existem, tendo o intérprete de ter a percepção, se no contexto geológico da área essas terminações fazem sentido, ou não.

Após a interpretação de todos os horizontes na área de trabalho foi feita a interpolação de cada um deles (figura 5.8), com geração de polígonos de falhas (figura 5.9) e cálculo de contornos (figura 5.10).

Todos estes mapas foram sobrepostos para gerar os mapas estruturais de cada um dos horizontes (figura 5.11). Um mapa estrutural dá uma ideia da “topografia” do horizonte. Deste modo pode-se definir a localização e extensão dos altos e baixos estruturais e fazer uma avaliação quanto à competência de uma dada estrutura para ser ou não armadilha capaz de aprisionar hidrocarbonetos.

Utilizando o topo e a base de cada uma das formações interpretadas para a área em estudo, foram extraídas as respectivas amplitudes, que em conjunto com os contornos anteriormente calculados formam os mapas de Amplitudes para um dado horizonte (figura 5.12). Neste mapa pode-se ver a distribuição das amplitudes, correlacionar as amplitudes com a natureza litológica das rochas, verificar o conteúdo em amplitudes e a estruturação para definição de função (reservatório, selo, etc.) de dadas formações, quer a nível local, quer a nível regional. O tipo de amplitudes calculadas foram as amplitudes *RMS* (*Root Mean Square*), que são obtidas a partir da raiz quadrada da média aritmética dos quadrados dos valores.

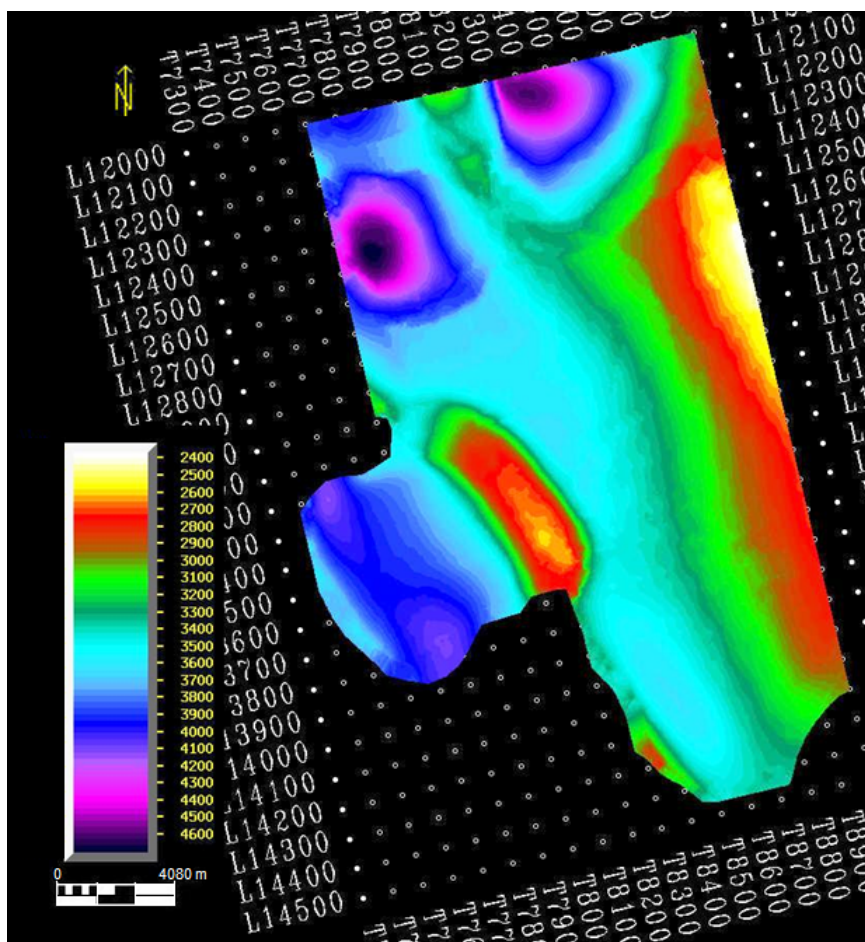


Figura 5.8: Exemplo de interpolação de um horizonte da área em estudo; escala de cores em tempo (TWT).

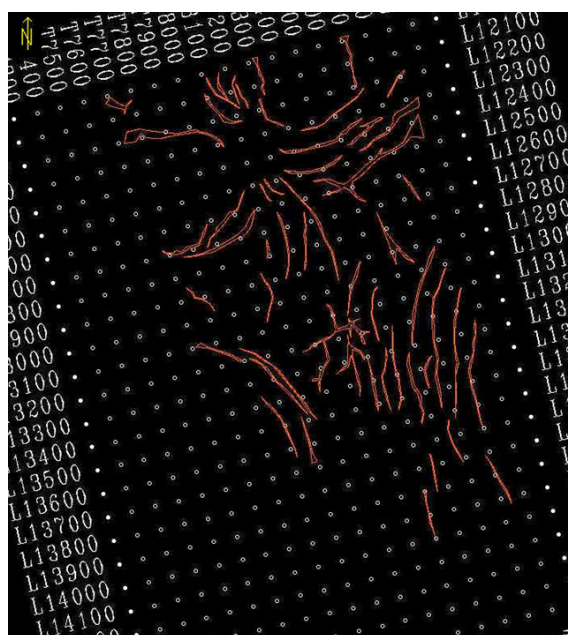


Figura 5.9: Polígono de falhas do horizonte da figura 5.8.



Figura 5.10: Contornos calculados para o horizonte da figura 5.8. Estes contornos são isolinhas de tempo (*TWT*).

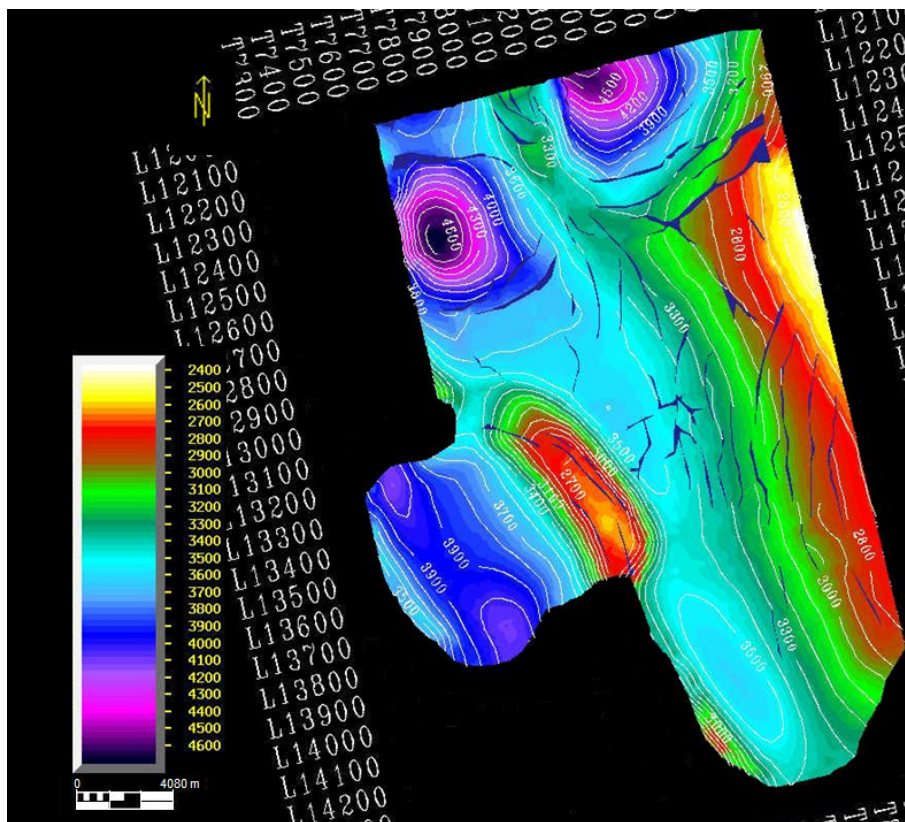


Figura 5.11: Mapa estrutural de um dos horizontes interpretados. Este Mapa resulta da conjugação dos mapas representados nas figuras 5.8, 5.9 e 5.10; escala de cores em tempo (*TWT*).

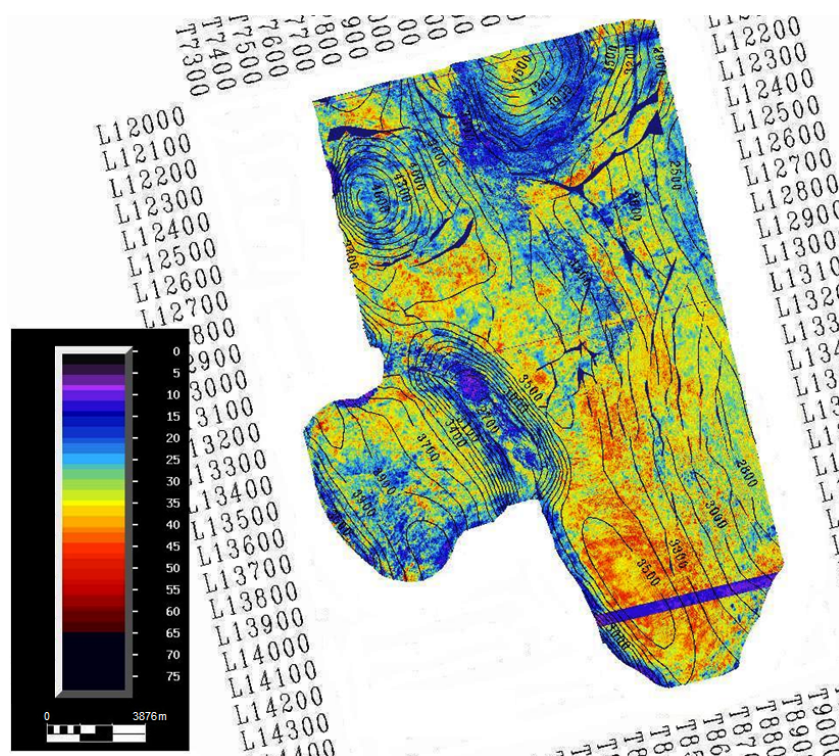


Figura 5.12: Mapa de amplitudes calculado para a Formação que tem como Topo o horizonte da figura 5.8.

As amplitudes podem ser calculadas de duas maneiras: utilizando o intervalo entre dois horizontes ou entre um horizonte e um limite, em tempo ou profundidade, definido pelo operador.

Na fase seguinte foram calculados os mapas de isócronas, que não são mais do que mapas de espessura vertical das unidades em tempo (figura 5.13).

Nestes mapas pode-se ver a variação da espessura vertical da formação. Esta informação é utilizada para definir a zona de maior espessura do reservatório. O cálculo de espessuras é feito através de operações com horizontes. Neste caso, a subtração da base com o topo da qual resulta um novo horizonte, com os valores da espessura (figura 5.14).

Após ter sido definida qual a estrutura que seria um potencial reservatório, esta foi dividida em três sub-unidades (RP_1 , RP_2 , RP_3) e foram gerados mapas de cada um deles, para aferir as suas potencialidades.

Após a definição do possível reservatório, do selo, da rocha geradora e das vias de migração, foi feita a conversão dos horizontes de tempo para profundidade (figura 5.15). Esta conversão é necessária uma vez que o programa usado para o cálculo dos volumes só utiliza horizontes com informação em profundidade.

A conversão tempo–profundidade foi efectuada recorrendo ao programa *TDQ*[®] da *Landmark*[®]. Para o cálculo do modelo de velocidades foi utilizado as *time depth tables* de poços vizinhos que se encontravam carregadas no sistema. As *time depth tables* contêm informação em tempo e em profundidade, o que permite ao programa calcular as velocidades das ondas sísmicas. Este modelo tem a vantagem de usar velocidades reais, ao invés de velocidades estimadas através da sísmica.

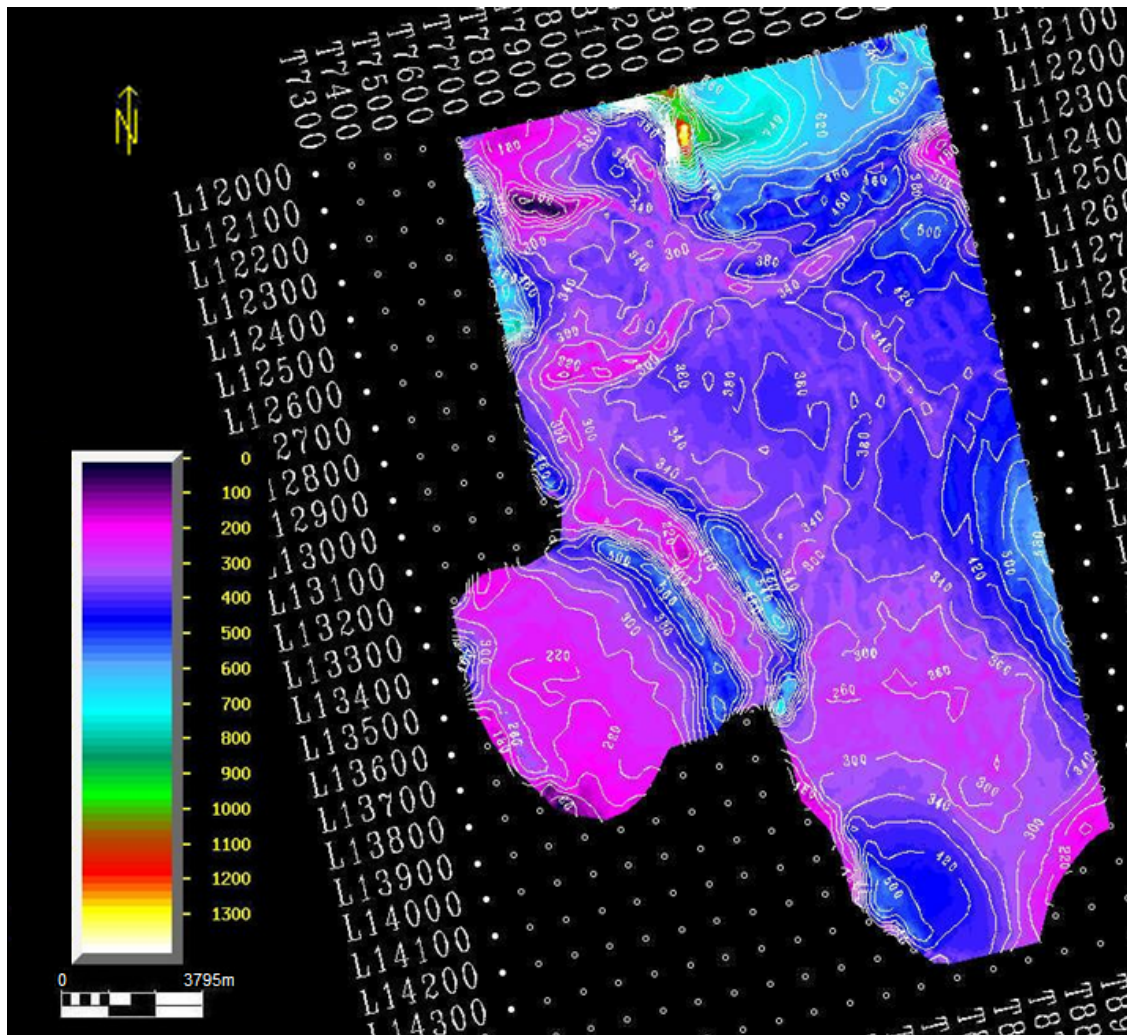


Figura 5.13: Exemplo de um mapa de isócronas para uma das unidades interpretadas; escala de cores em tempo (*TWT*).

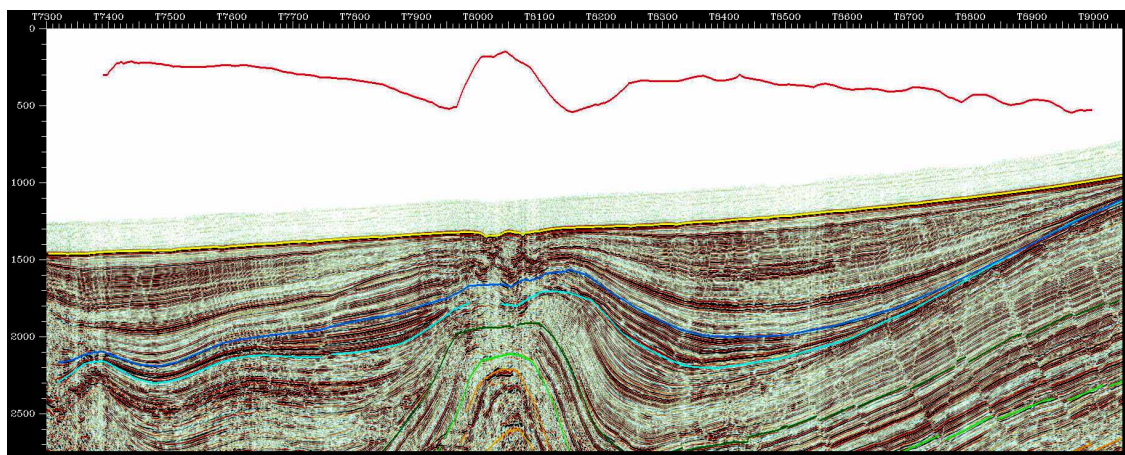


Figura 5.14: Linha sísmica com horizonte de espessura. A linha a vermelho, representa o horizonte que resulta do cálculo da espessura de uma das formações interpretadas, para a área de estudo. É este o horizonte que se encontra representado na figura 5.13.

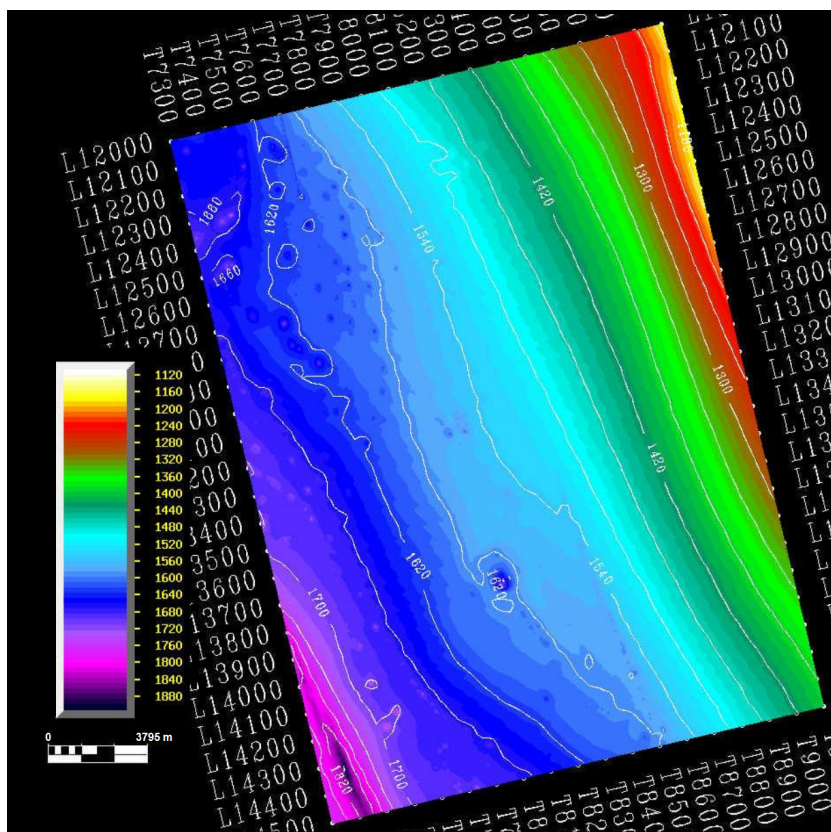


Figura 5.15: Mapa estrutural do fundo do mar com escala de cores em metros.

De seguida foram feitos os cálculos volumétricos. Para tal, foram criados três cenários. Em cada um destes cenários foi definida uma área do possível reservatório. Deste modo foi encontrado um valor optimista das reservas, outro médio e um último mais pessimista. O volume calculado é utilizado para o cálculo do *STOOIP*.

Na fase seguinte foi feita uma análise de risco, tendo em conta a presença ou ausência dos diferentes elementos do sistema petrolífero e o impacto que isso representaria em termos de probabilidade do possível reservatório conter uma acumulação de hidrocarbonetos.

Por último, foi proposta a localização de um poço de avaliação.

No estudo da Área Eva a preocupação inicial foi a de encontrar uma formação que apresentasse características de reservatório. Para tal o estudo focou-se, até ser encontrado o potencial reservatório, nas formações que apresentavam altas amplitudes nas secções sísmicas. Esta aproximação ao problema levou a que a numeração das formações não seguisse a ordem estratigráfica. Por exemplo, em termos estratigráficos à Formação 2 não se segue a Formação 3, mas sim uma outra formação que nem chegou a ser alvo de nenhum estudo. As formações estudadas foram o Fundo do Mar, a Formação 2, a Formação 3, a Formação 4, a Formação 5 e o Sal Alóctone (figura 5.17). A formação 1 corresponde ao Fundo do Mar. Como se pode ver pela figura 5.17 esta numeração não segue a ordem estratigráfica.

A metodologia seguida neste trabalho encontra-se resumida no fluxograma da figura 5.16.

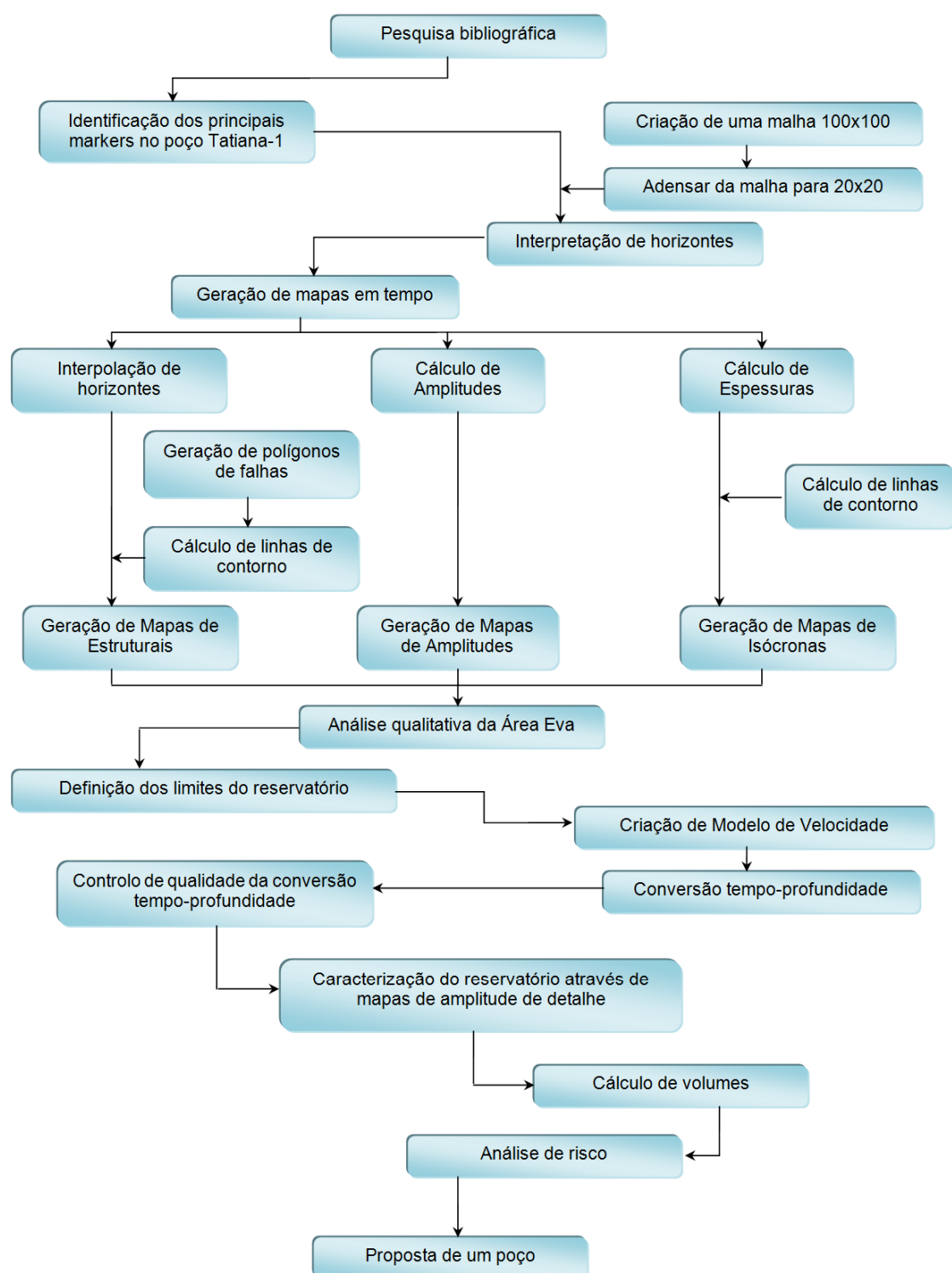


Figura 5.16: Fluxograma da metodologia seguida para o estudo da Área Eva.

5.3 Estudo Qualitativo da Área Eva

A Área Eva corresponde a uma zona em águas ultra profundas (*ultra deep-water*) da Bacia do Baixo Congo. Tem uma área aproximada de 500 km². Para melhor entendimento das estruturas existentes foram interpretados 11 horizontes:

- Fundo do Mar (FM)
- Topo da Formação 2 (TF2)
- Base da Formação 2 (BF2)
- Topo da Formação 3 (TF3)
- Base da Formação 3 (BF3)
- Topo da Formação 4 (TF4)
- Base da Formação 4 (BF4)
- Topo da Formação 5 (TF5)
- Base da Formação 5 (BF5)
- Topo do sal (TS)
- Base do sal (BS)

Na figura 5.17 mostra-se uma linha sísmica arbitrária, onde se podem ver todos os horizontes interpretados.

De seguida far-se-á um estudo individual de cada uma das formações interpretadas, com vista à identificação de um possível sistema petrolífero e dos seus elementos.

5.3.1 Principais Unidades Interpretadas

Fundo do Mar

O primeiro horizonte a ser interpretado foi o Fundo do Mar. Este horizonte é frequentemente de grande utilidade. Permite, muitas vezes, fazer uma avaliação preliminar do potencial de hidrocarbonetos da área, de forma rápida e com um algum grau de confiança. Esta avaliação é feita tendo em conta a presença ou ausência de *pockmarkes*, corpos de sal aflorantes, falhas regionais, *etc.*

Através do mapa estrutural (figura 5.18) podemos inferir qual a batimetria do fundo do mar. Estas informações, serão utilizadas para verificação da viabilidade de amarração da plataforma de perfuração e condições de trabalho, aquando da exploração.

De seguida foi elaborado um mapa de amplitudes; para tal, foi feita a extracção de amplitudes entre o horizonte Fundo do Mar e 10 ms (milisegundos) abaixo deste horizonte (figura 5.19).

Neste mapa, foi utilizado um marcador amarelo para evidenciar as baixas amplitudes. Pela figura 5.20 constata-se que as baixas amplitudes estão localizadas em zonas

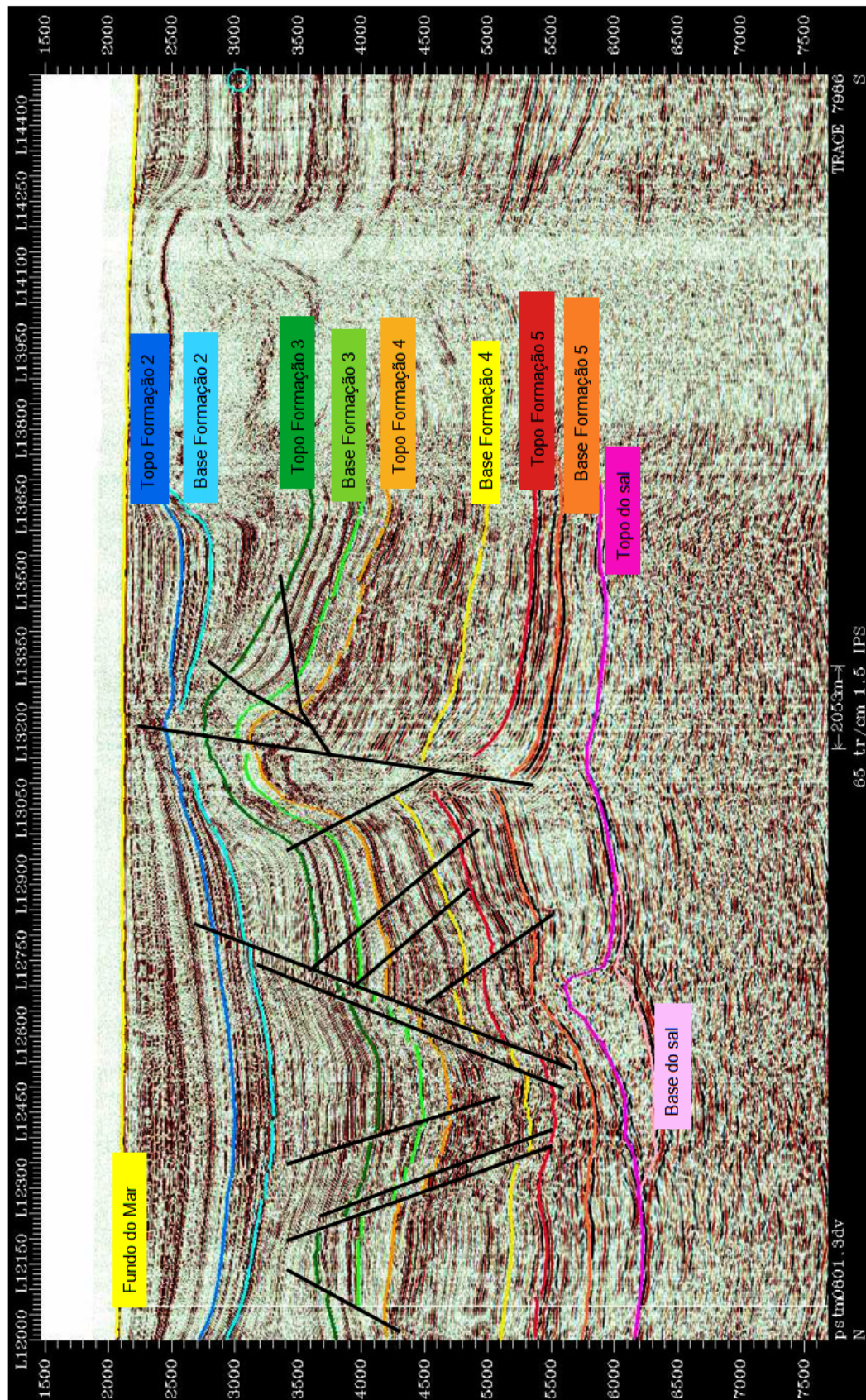


Figura 5.17: Linha sísmica com os diferentes horizontes interpretados. A numeração das formações não segue a ordem estratigráfica devido ao método seguido para o estudo da Área Eva.

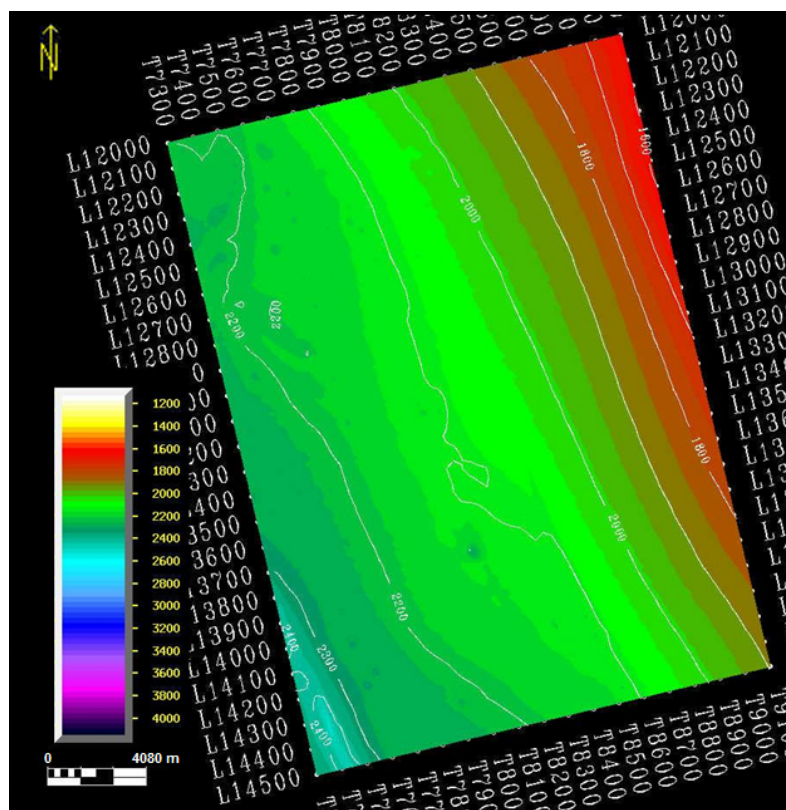


Figura 5.18: Mapa estrutural do Fundo do Mar onde podemos ver a “batimetria”; escala de cores em tempo (*TWT*)).

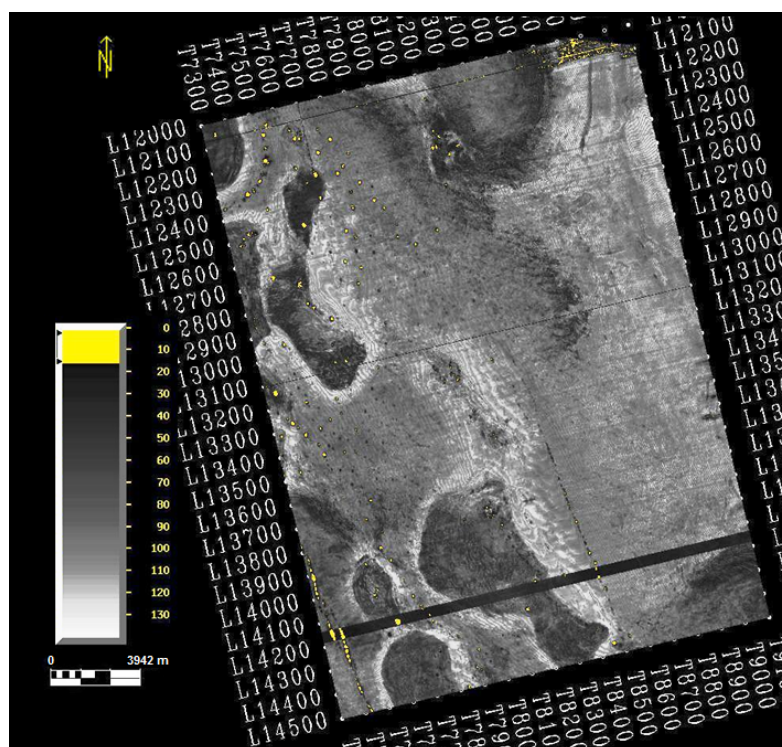


Figura 5.19: Mapa de amplitudes do Fundo do Mar; o cinzento claro representa altas amplitudes e o cinzento escuro baixas amplitudes.

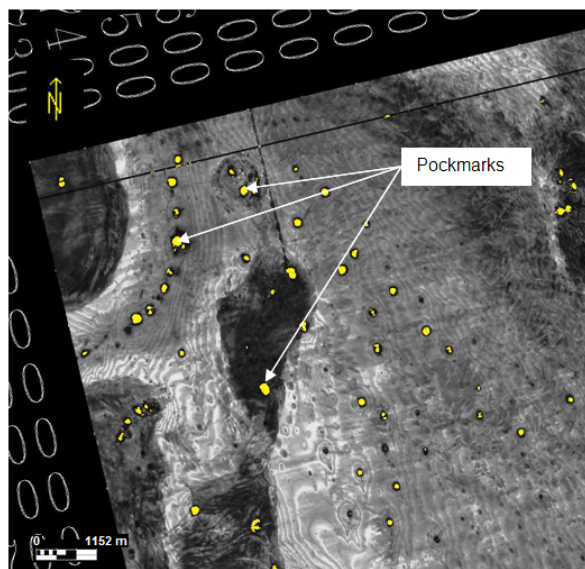


Figura 5.20: Imagem ampliada da zona NO da área, onde se pode verificar a presença de *pockmarks*. Escala de cores, ver figura 5.19

bastante limitadas. Estas zonas foram interpretadas como sendo *pockmarks*. Os *pockmarks* são estruturas de escape de fluidos, provando que nesta zona houve/há geração de hidrocarbonetos. Este é um bom indicador de que vale a pena fazer um estudo mais aprofundado da área, para verificar a existência, ou não, de estruturação capaz de formar bons reservatórios. O facto dos *pockmarks* estarem alinhados (figura 5.21) denuncia a presença de falhas, geralmente de carácter regional; já que o óleo “aproveita” estas zonas de fraqueza como rotas preferenciais para se movimentar.

Neste mapa, pode-se ainda verificar a existência de corpos de sal (figura 5.22). Devido ao facto de estes corpos atenuarem a amplitude do sinal sísmico, apresentam-

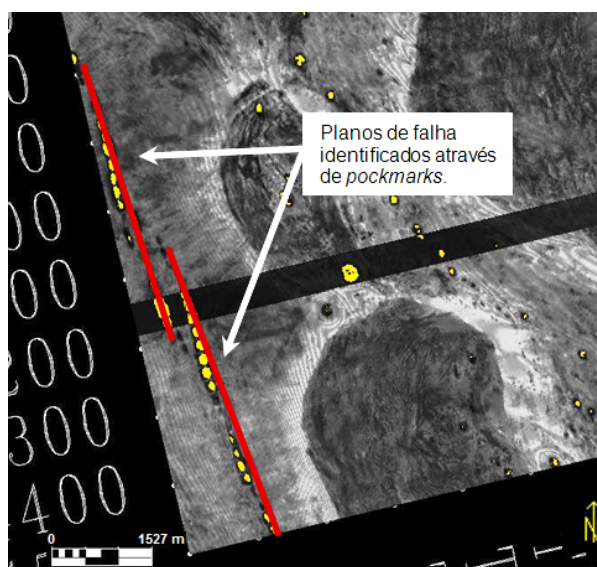


Figura 5.21: Falhas (a vermelho) identificadas através do alinhamento dos *pockmarks* (a amarelo). Escala de cores, ver figura 5.19

se como zonas de baixas amplitudes (figura 5.23). É esta característica que faz com que os corpos de sal sejam visíveis, no mapa de amplitudes do Fundo do Mar mesmo quando o sal não é aflorante. Neste mapa é, ainda possível, ver *ripples marks*. Destas estruturas podem-se retirar informações sobre a direcção geral das correntes, bem como, uma estimativa da sua intensidade. Estas informações, serão uma vez, mais utilizadas na análise de risco para a colocação de uma plataforma (figura 5.24).

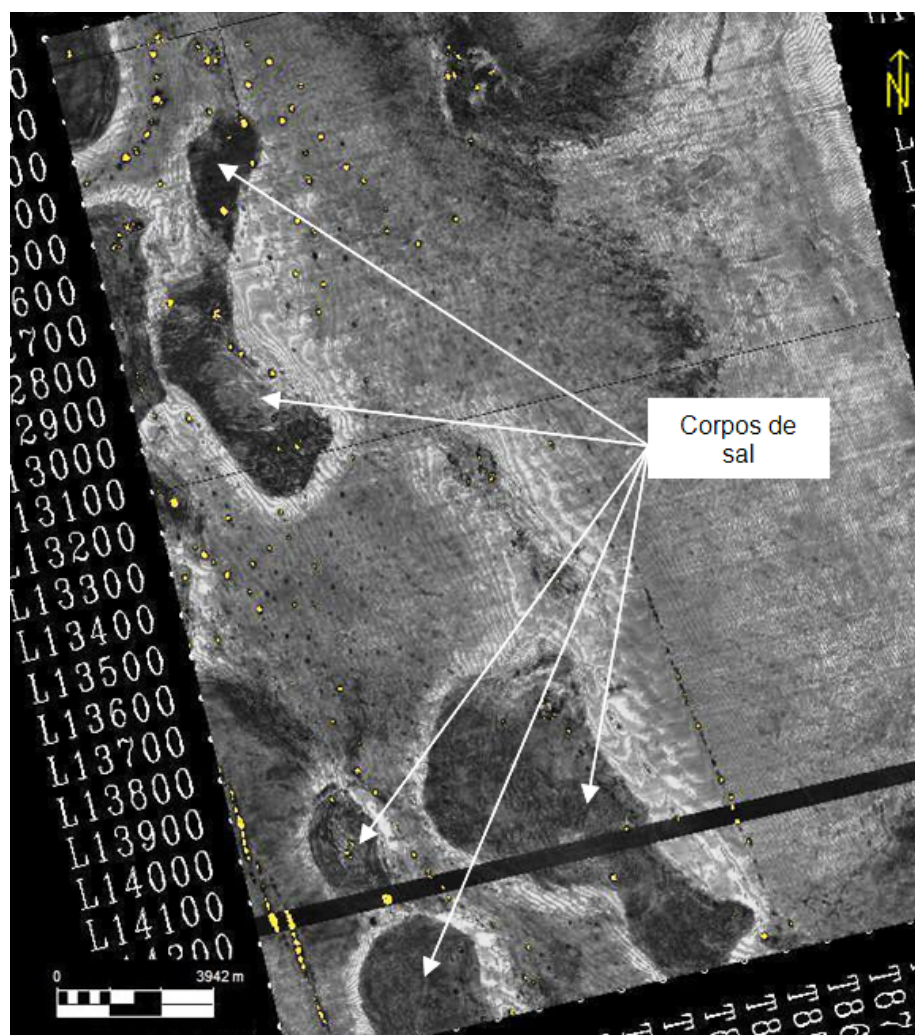


Figura 5.22: Mapa de amplitude do Fundo do Mar com localização de alguns corpos de sal; baixas amplitudes representadas a cinza mais escuro. Escala de cores, ver figura 5.19

Como se pode ver, podem-se retirar bastantes informações preliminares da área, com base num único horizonte, que tem ainda a vantagem de ser bastante fácil e rápido de interpretar. Quando o tempo para fazer o trabalho é pouco e apenas é necessário ter uma ideia geral do potencial de uma área, este é o método preferencial. Se os resultados forem bons, pode ser recomendado um estudo mais aprofundado.

Verifica-se nas várias imagens aqui apresentadas, do mapa de amplitudes deste horizonte e de todos os que vamos apresentar de seguida, que existe uma linha de cor negra (baixas amplitudes), a Norte, outra no centro do mapa e uma faixa, também de cor negra a Sul (figura 5.25).

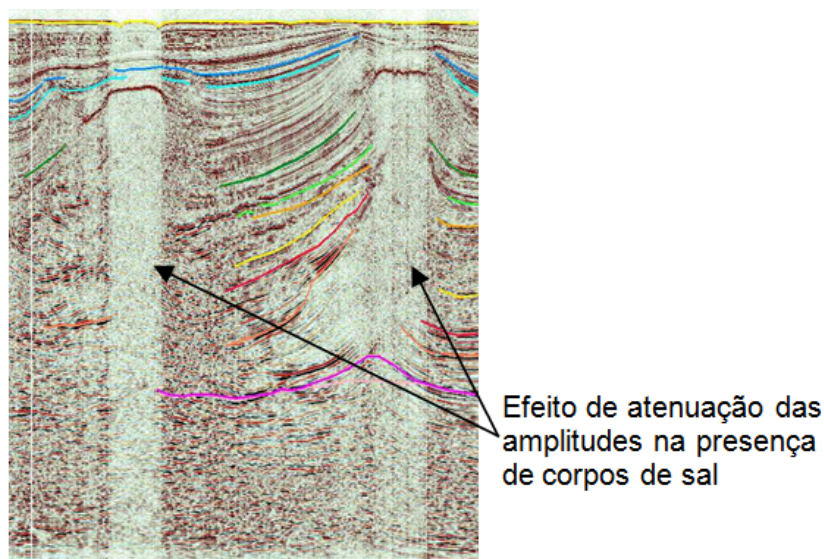


Figura 5.23: Linha sísmica onde é evidente o efeito da presença de corpos de sal nas amplitudes.



Figura 5.24: Imagem ampliada da zona SO mostrando *ripple marks* e a direcção preferencial da corrente. Escala de cores, ver figura 5.19

Este efeito deve-se ao facto de estas linhas representarem baixas amplitudes (figura 5.26). No caso da faixa a Sul, esta zona foi interpretada como uma zona de união de duas campanhas de aquisição diferentes. As outras linhas são defeitos que podem ser devidas à má qualidade dos dados originais, a um mau processamento, à introdução de ganho insuficiente ou a uma combinação de todos estes factores.

Quando foi feita a conversão tempo-profundidade, foi gerado mais um mapa estrutural mostrando a “verdadeira” batimetria do fundo do mar (figura 5.27).

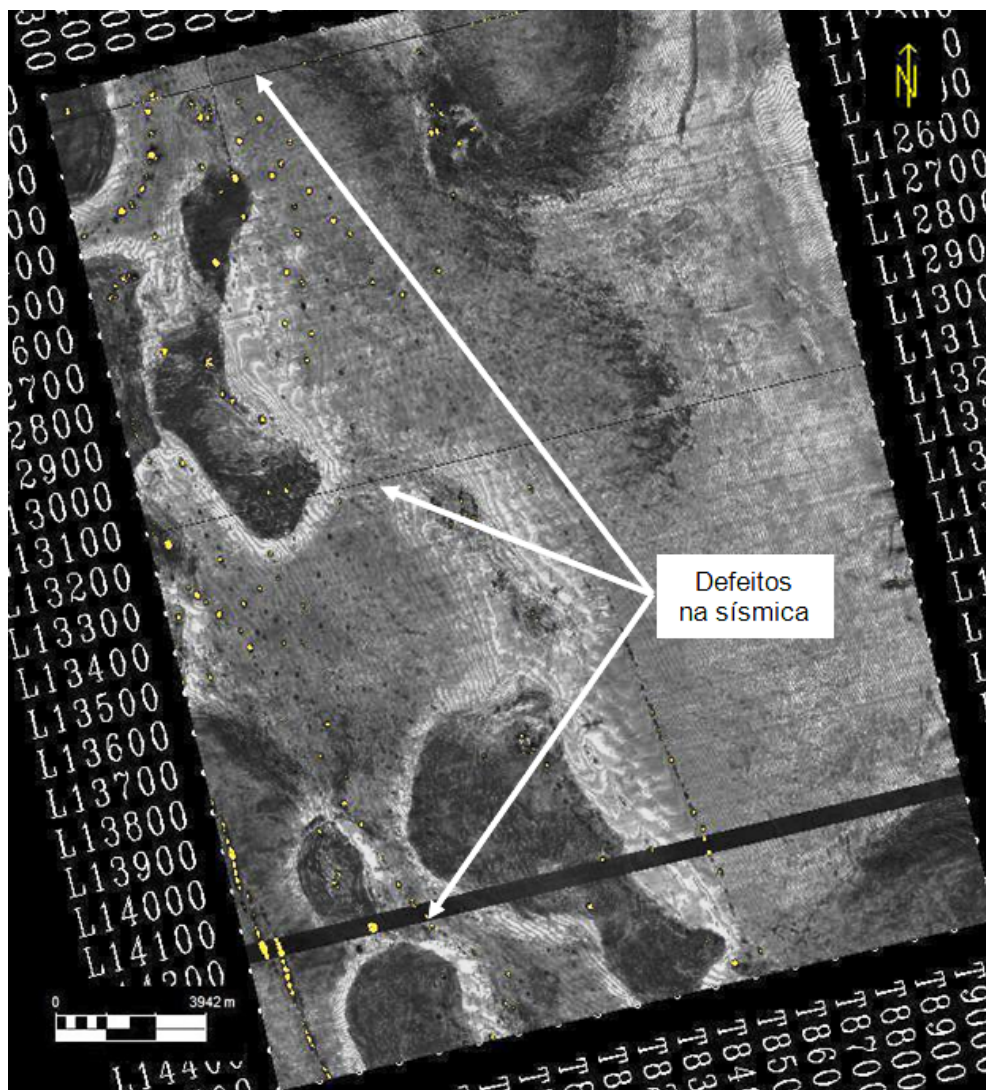


Figura 5.25: Efeito dos defeitos da sísmica nos mapas de amplitude. Escala de cores, ver figura 5.19

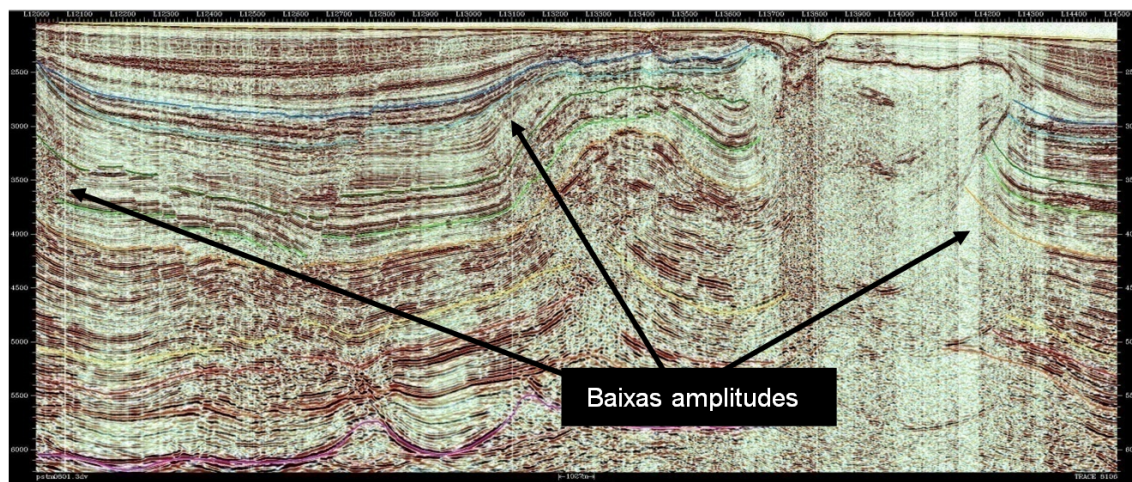


Figura 5.26: Linha sísmica mostrando as zonas de baixa amplitude responsáveis pelos defeitos nos mapas de amplitudes.

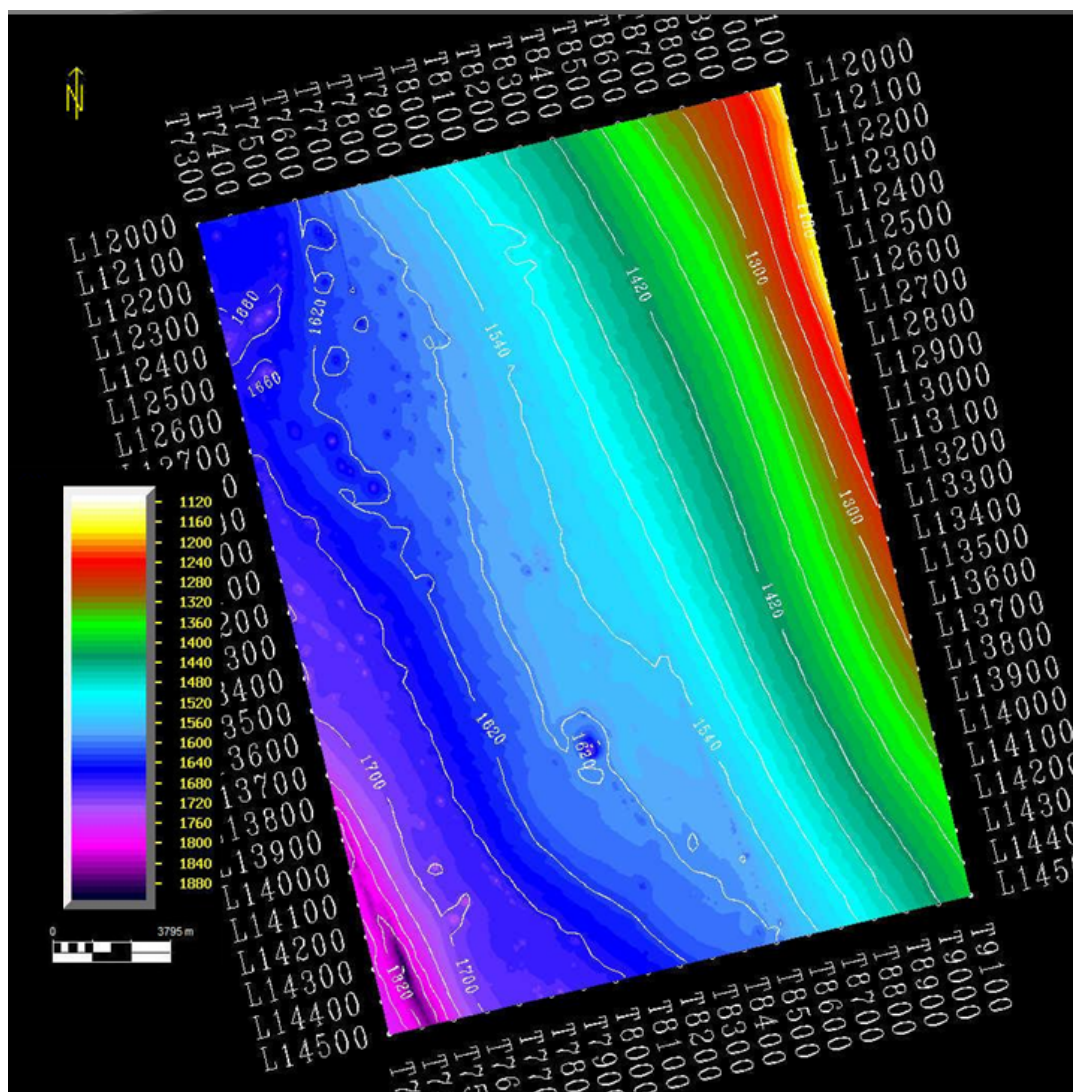


Figura 5.27: Mapa estrutural em profundidade do Fundo do Mar (escala de cores em metros).

Formação 2

Os procedimentos, em termos de geração de mapas, foram idênticos para todos os horizontes interpretados. A figura 5.28 mostra a malha 20×20 (20 linhas por 20 traços sísmicos), aquando da “picagem” do topo desta formação.

Na figura 5.29 apresenta-se o mapa estrutural para este horizonte. Na escala de cores usada, as cores quentes representam altos estruturais, enquanto que as cores frias representam baixos estruturais, as linhas de contorno representam isolinhas de tempo (*TWT - Two Way Time*). Valores mais baixos de tempo representam altos estruturais. O “relevo” é relativamente suave e não se apresenta muito falhado. A área do mapa estrutural da figura 5.29 é menor que a área da malha da figura 5.28, já que foi definida uma área igual para todos os horizontes.

A extracção de amplitudes, foi feita entre o topo e a base desta formação, figura 5.30. Analisando o mapa, verifica-se a existência de grandes quantidades de areia, altas amplitudes, e de pequenas quantidades de material argiloso, baixas amplitudes. É ainda

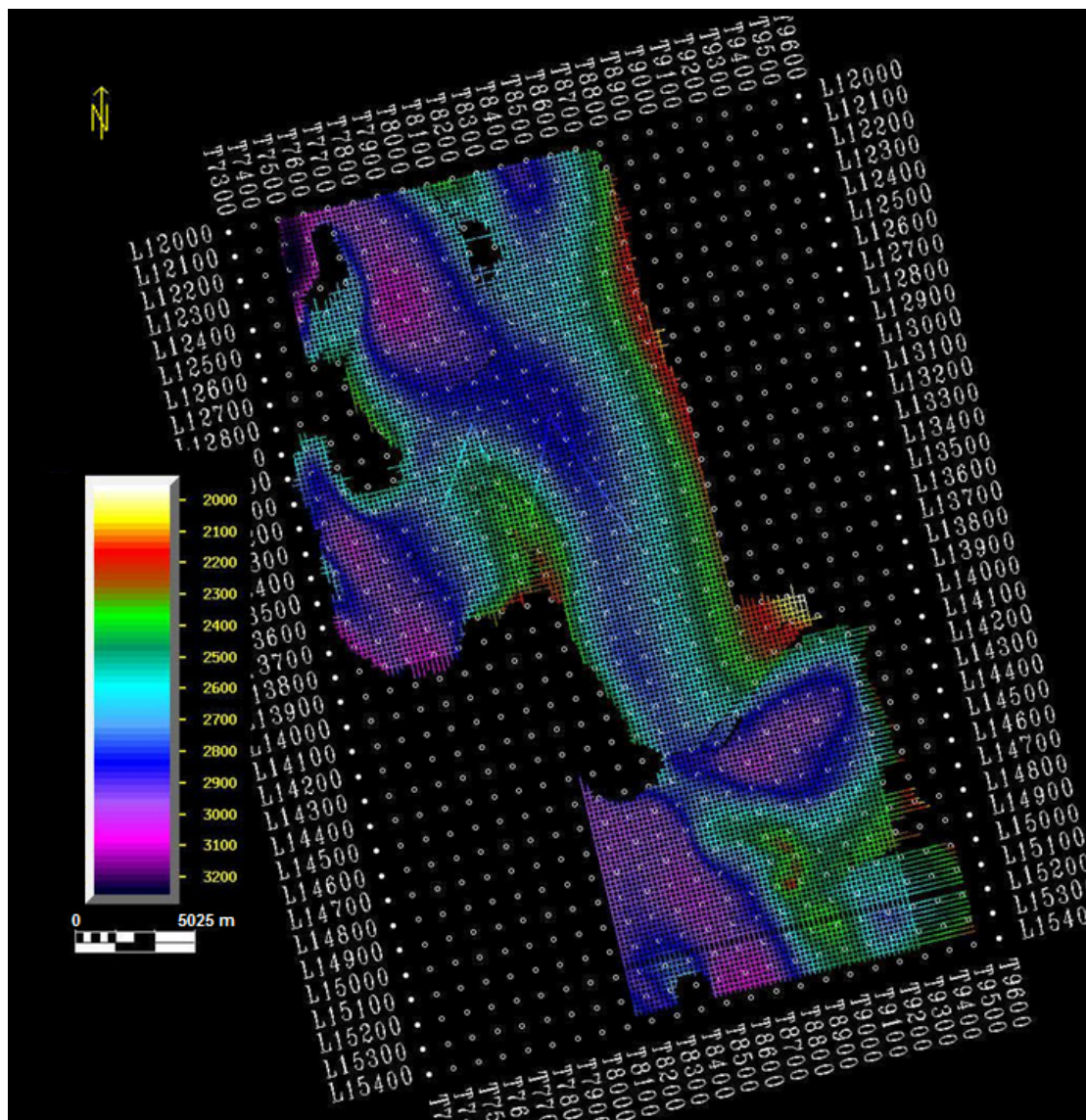


Figura 5.28: Malha 20×20 do horizonte Topo da Formação 2; escala de cores em tempo (TWT).

de salientar que são as argilas que se encontram nos altos estruturais, pelo que este nível, mesmo que fosse profundo não seria um nível de possível reservatório. A baixa profundidade deste horizonte leva a crer que a existir óleo, este estaria biodegradado. Este facto, aliado à fraca estruturação e localização das argilas nos altos estruturais, faz com que este nível não tenha interesse em termos de ser possível reservatórios.

Na figura 5.31, pode-se ver o efeito que uma má interpolação provoca no mapa estrutural (zona NE). A má interpolação nessa zona, deve-se ao facto de a área interpolada ser maior, nesse local, que a área que foi interpretada.

Em termos de espessura, esta formação apresenta valores entre o zero e os 450 ms. Apresenta uma maior espessura nas zonas de baixos estruturais.

A baixa profundidade desta formação, o facto de os altos estruturais serem constituídos por argilas e as zonas de maior espessura serem baixos estruturais, faz com que a Formação 2 não seja um potencial reservatório.

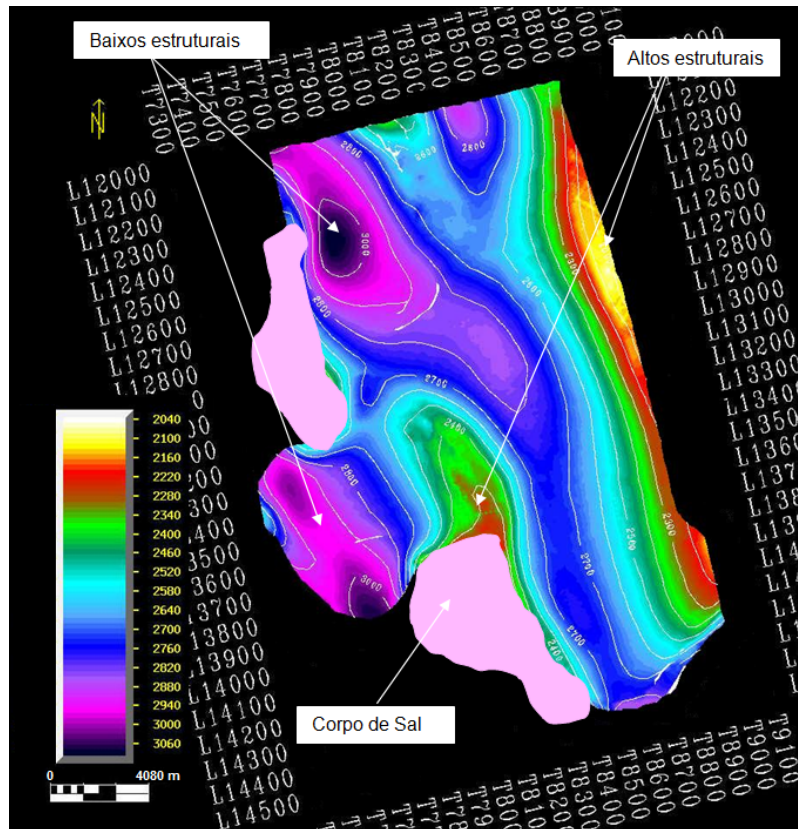


Figura 5.29: Mapa estrutural do Topo da Formação 2; escala de cores em tempo (TWT).

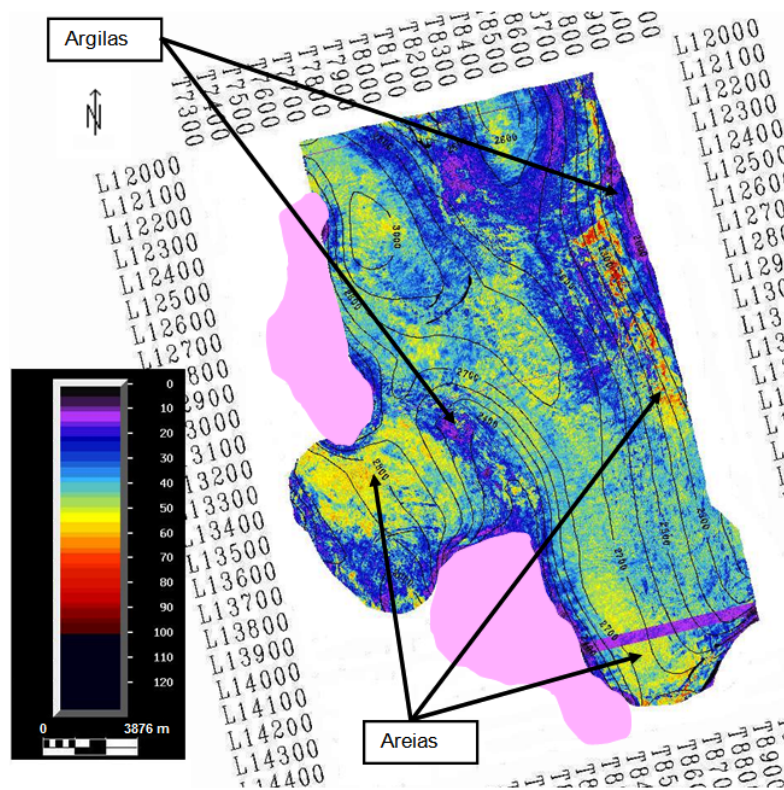


Figura 5.30: Mapa de amplitudes da Formação 2.

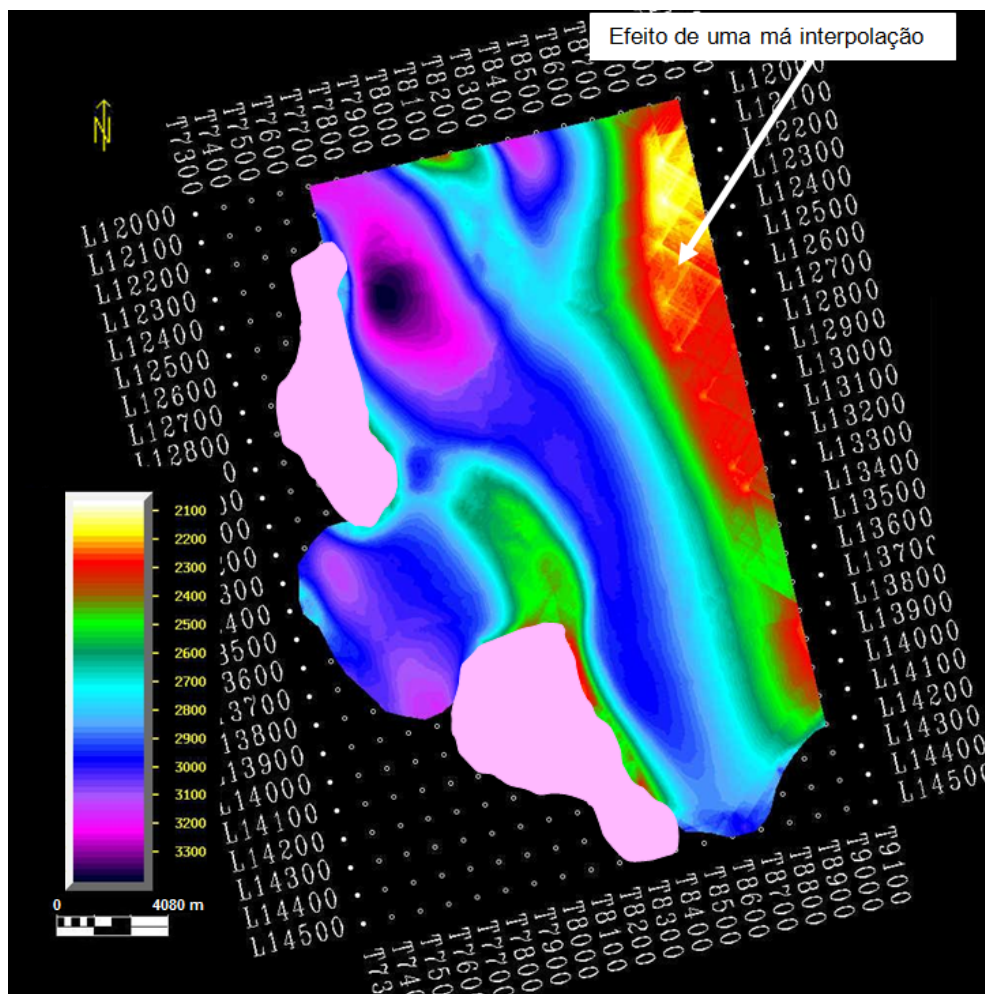


Figura 5.31: Erros de interpolação no mapa da Base da Formação 2; escala de cores em tempo (TWT).

Formação 3

Ao contrário dos dois horizontes anteriores, Topo e Base da Formação 2, a Formação 3 encontra-se bastante falhada, apresenta um “relevo” mais acidentado e uma estrutura mais complexa, como se pode verificar pelo seu Topo (figura 5.32) e pela sua Base (Figura 5.33).

Neste horizonte, já se encontram algumas estruturas com fecho, que se apresentam como candidatas a possível reservatório (*plays*), nomeadamente na zona centro-oeste. Nesta zona, encontra-se uma estrutura com fecho em todas as direcções, inclusive com fecho contra o sal a Norte e a Sul (figura 5.34). Para verificar qual a natureza dos sedimentos aí depositados, foi feita uma extracção de amplitudes (figura 5.35).

Uma vez mais, foi encontrada uma grande quantidade de areias. Na zona definida como potencial reservatório, por outro lado, encontram-se baixas amplitudes o que indica a presença de argilas (figura 5.36). Embora exista uma estrutura interessante, as rochas que a constituem não apresentam qualidades de reservatório.

Para finalizar a análise da Formação 3, foram calculadas as espessuras. Na figura 5.37 é apresentado o respectivo mapa.

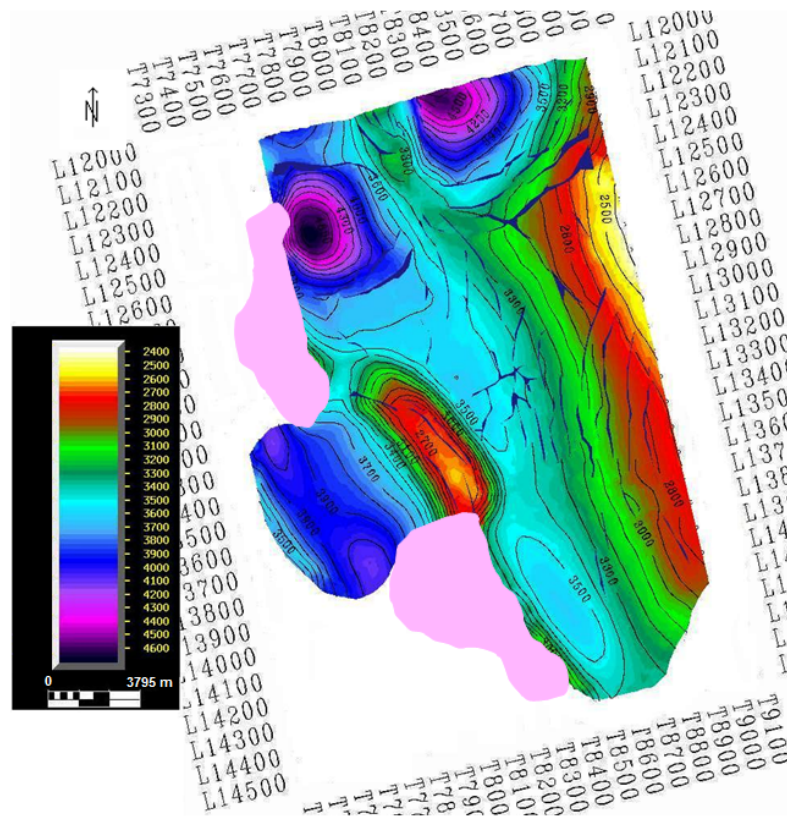


Figura 5.32: Mapa estrutural do Topo da Formação 3; escala de cores em tempo (TWT).

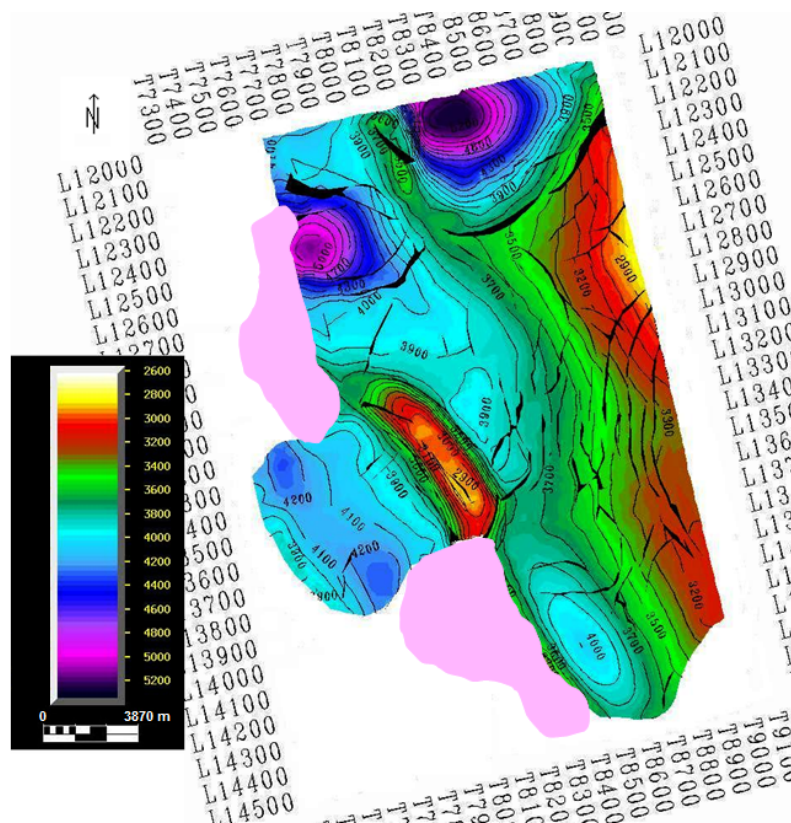


Figura 5.33: Mapa estrutural da Base da Formação 3; escala de cores em tempo (TWT).

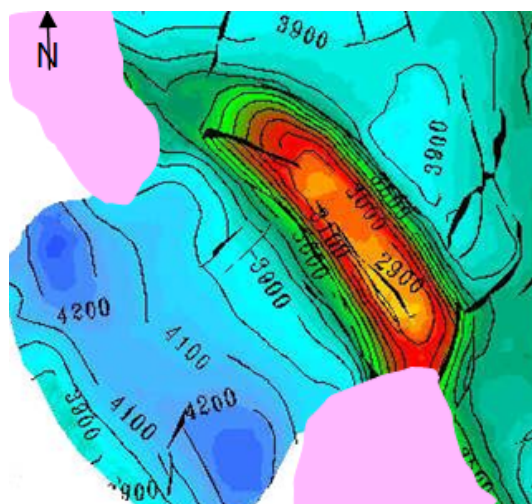


Figura 5.34: Estrutura com fechamento em todas as direcções, pormenor do mapa estrutural da Base da Formação 3. Escala de cores, ver figura 5.33

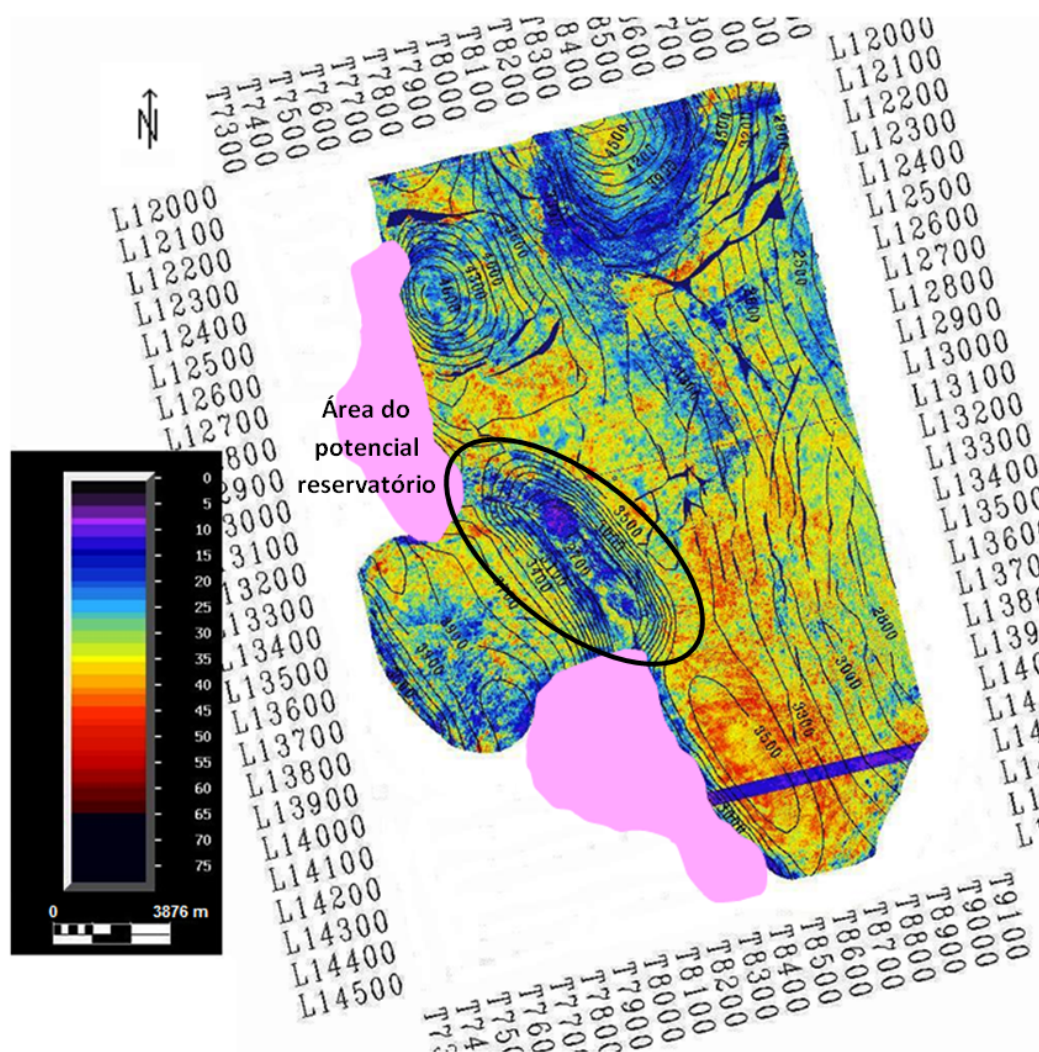


Figura 5.35: Mapa de amplitudes da Formação 3.

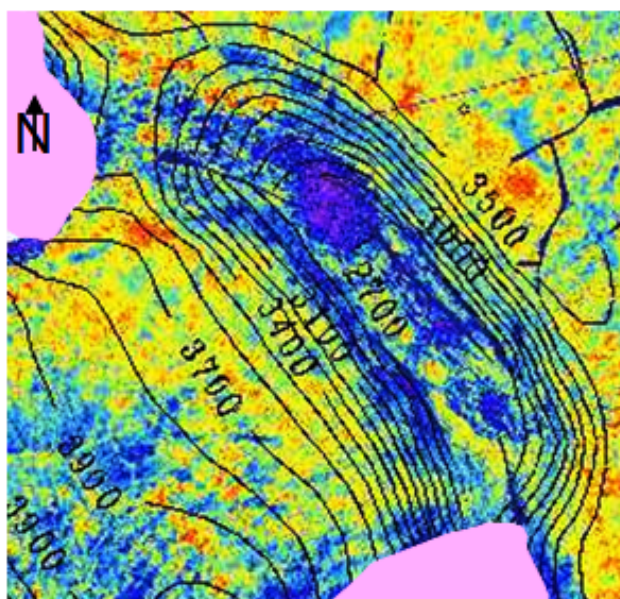


Figura 5.36: Pormenor do mapa de amplitudes mostrando baixas amplitudes na estrutura fechada que estruturalmente pode ser um potencial reservatório, escala de cores ver figura 5.35.

As maiores espessuras encontram-se a Norte, nas zonas estruturalmente mais baixas. Na maior parte da área, a espessura varia entre os 100 e os 500 ms. A zona de possível reservatório (figura 5.38) tem maior espessura nos flancos do anticlinal e menor no seu eixo. Na zona NO e SE do possível reservatório a espessura é menor.

Depois da análise desta formação conclui-se que não tem os requisitos para ser um possível reservatório, mas apresenta boas características de formação selo.

Formação 4

No mapa estrutural do Topo da Formação 4 (figura 5.39) encontra-se a mesma estrutura, no centro-oeste, que foi identificada na Formação 3. Uma vez mais esta estrutura apresenta-se com fecho em todas as direcções. Na figura 5.40 mostra-se, em pormenor, essa área. Nas figuras 5.41, 5.42 e 5.43 apresentam-se imagens 3D do Topo da Formação 4 onde se pode ver a estrutura candidata a reservatório. Trata-se de um anticlinal (figura 5.44) com fecho a SE contra o sal. Pelas características estruturais apresentadas e pelo seu carácter sísmico, esta área é uma boa candidata a reservatório. De seguida fez-se a extracção de amplitudes, para verificar qual a natureza dos sedimentos que foram depositados.

O desempenho desta formação em termos de altas amplitudes (figura 5.45) não foi o esperado. Pelo seu carácter sísmico (figura 5.44) seria de esperar uma quantidade considerável de altas amplitudes. Resultados ainda mais contraditórios foram encontrados na zona do possível reservatório, apresentando-se esta zona maioritariamente com baixas amplitudes (figura 5.46).

O carácter sísmico desta formação dava claras indicações de que se trataria de um nível arenoso, o que confirmaria este nível como nível potencial reservatório. Estas expectativas não foram confirmadas pelo estudo, em termos de amplitudes, que foi

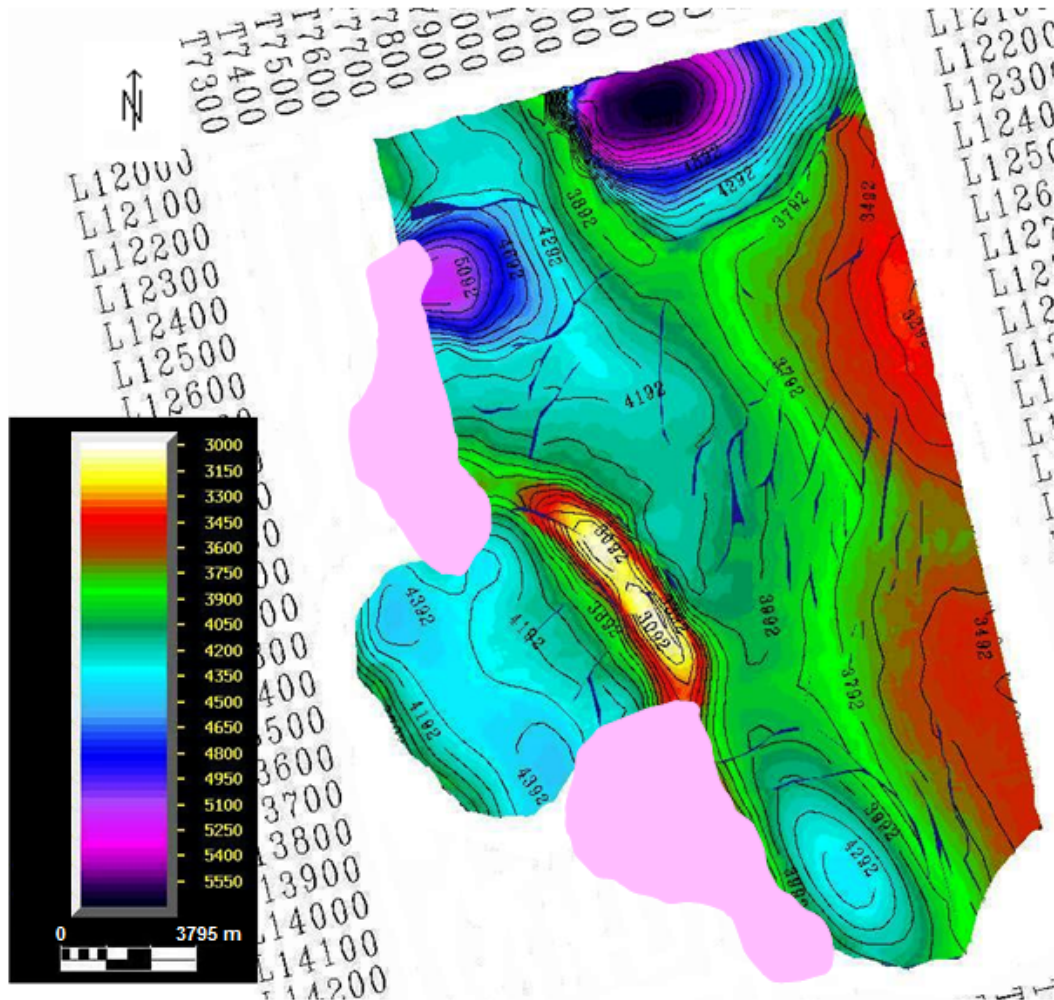


Figura 5.39: Mapa estrutural do Topo da Formação 4; escala de cores em tempo (*TWT*).

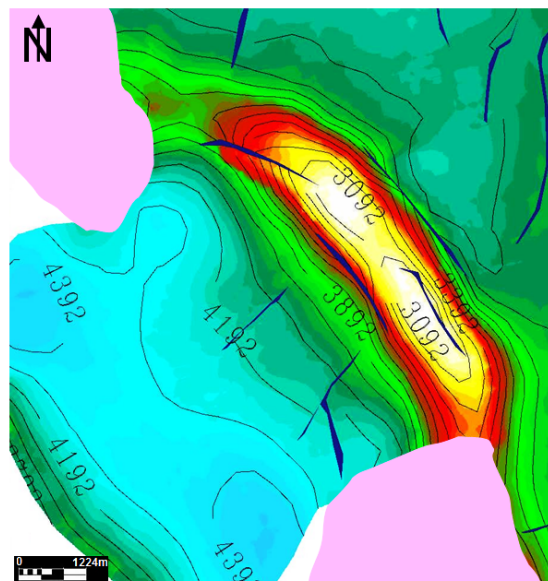


Figura 5.40: Pormenor do mapa estrutural do Topo da Formação 4 evidenciando a área do possível reservatório. Escala de cores ver figura 5.39.

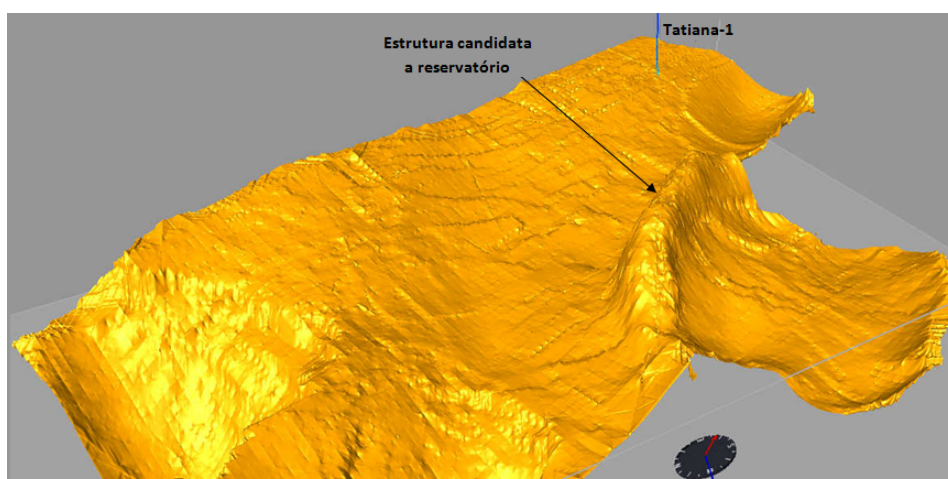


Figura 5.41: Imagem 3D do Topo da Formação 4 onde se pode ver a estrutura candidata a reservatório.

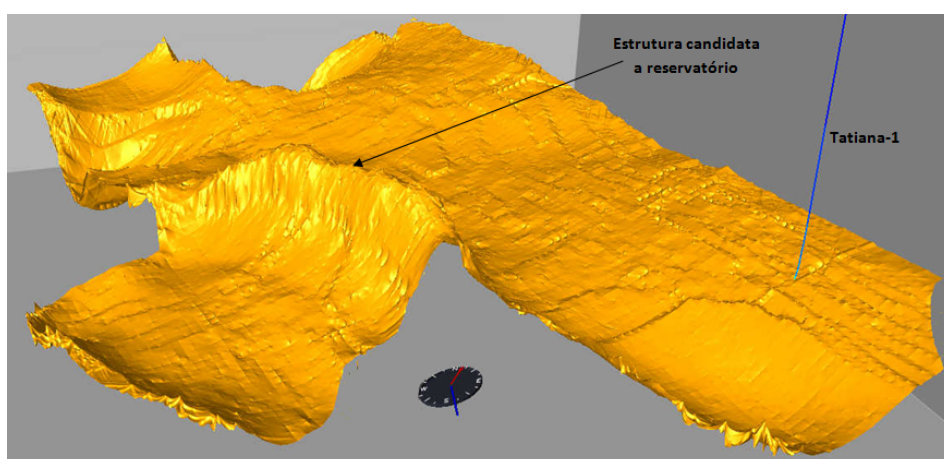


Figura 5.42: Imagem 3D do Topo da Formação 4 onde se pode ver a estrutura candidata a reservatório.

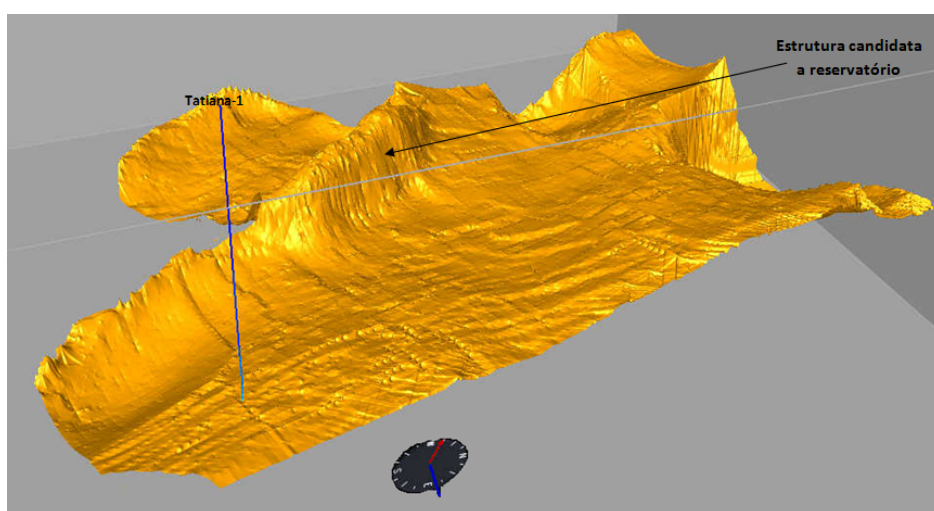


Figura 5.43: Imagem 3D do Topo da Formação 4 onde se pode ver a estrutura candidata a reservatório.

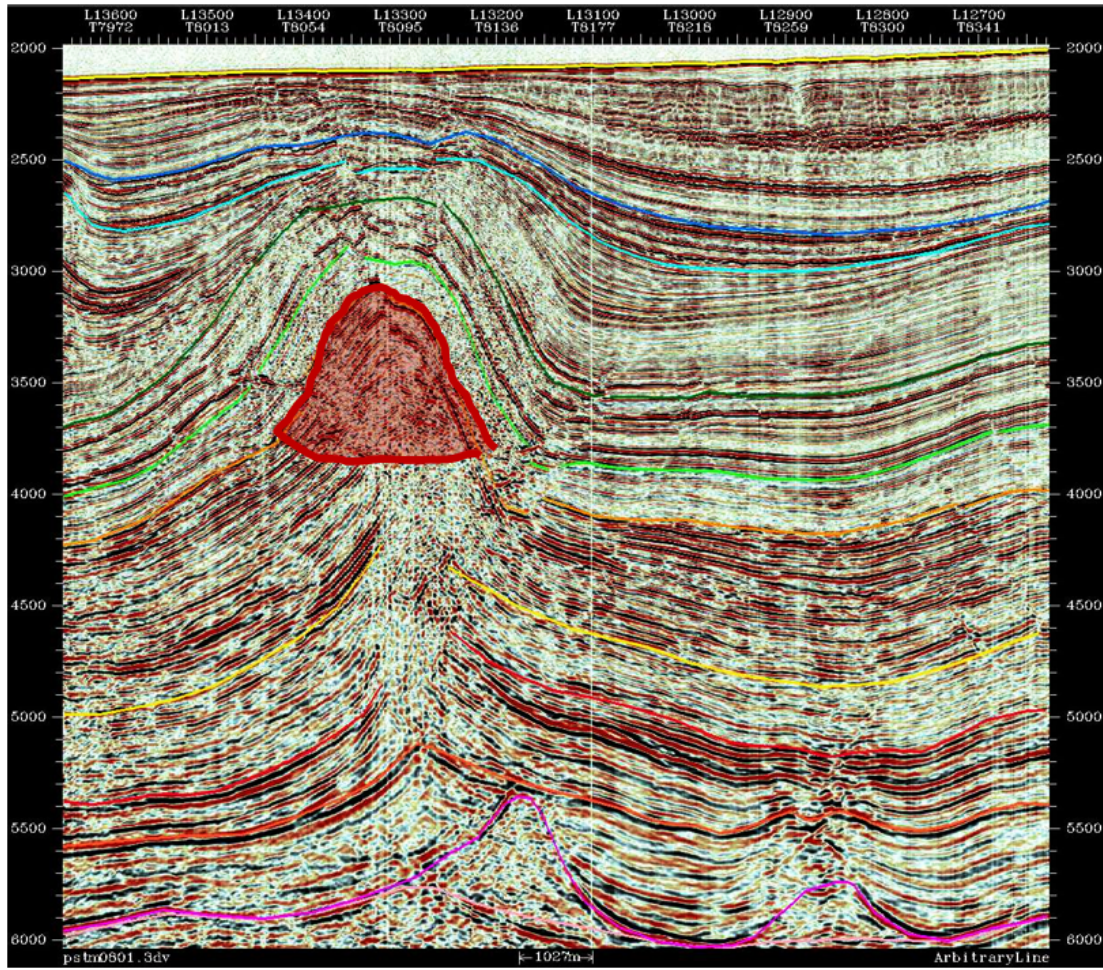


Figura 5.44: Linha sísmica mostrando a zona do potencial reservatório.

efectuado. Estes resultados contraditórios, foram interpretados como sendo resultado das limitações do método usado para a extração de amplitudes.

O método utilizado, extração de amplitudes *RMS* (*Root Mean Square*), não é mais do que a raiz quadrada da média dos valores ao quadrado das amplitudes, na vertical, ao longo da formação (equação 5.1).

$$x_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2} \quad (5.1)$$

onde:

x_{RMS} - Amplitude *RMS*;

x - Valor da amplitude na vertical ao longo da formação.

Embora seja um método mais robusto que a média aritmética, a média *RMS* continua a ser sensível à espessura. Como esta formação tem uma espessura considerável (figuras 5.44 e 5.47) é retirado um maior número de valores de amplitudes, ao longo da

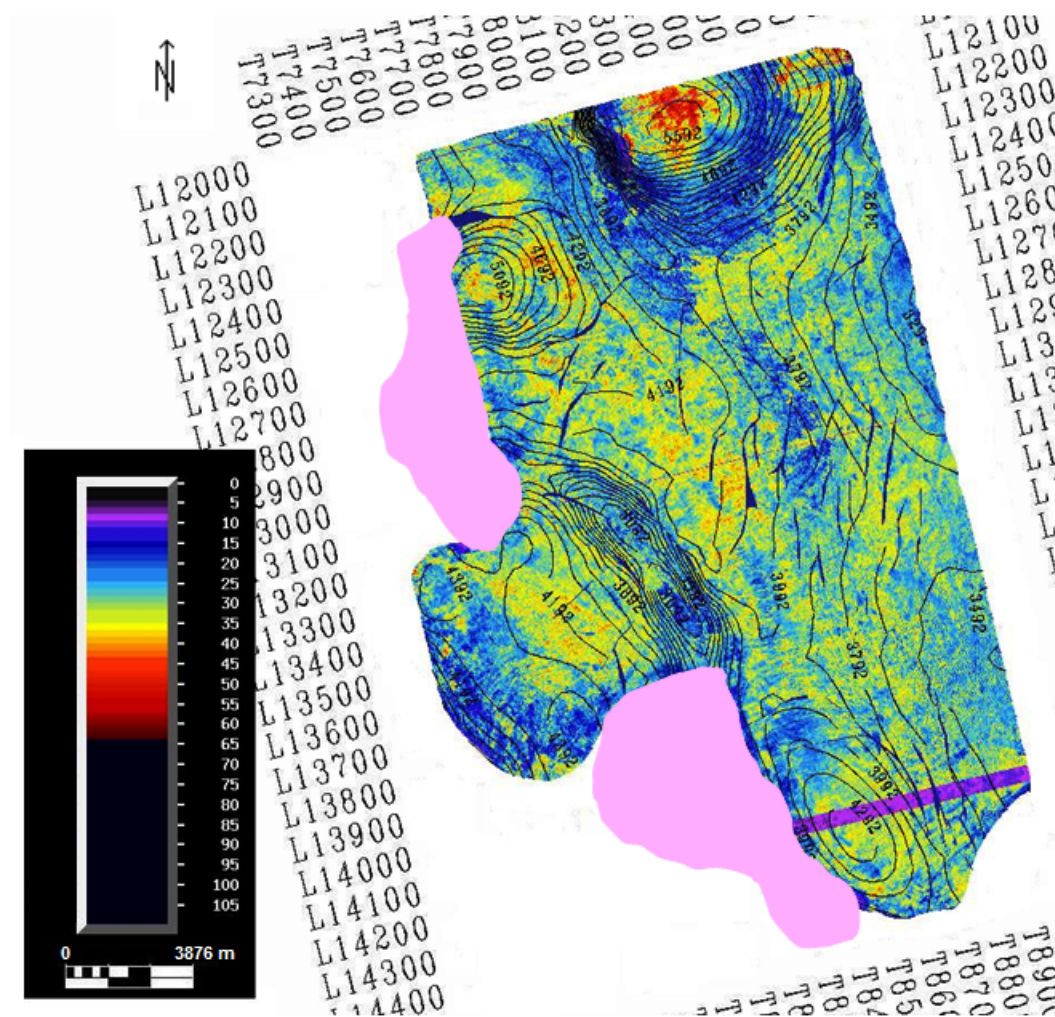


Figura 5.45: Mapa de amplitudes da Formação 4.

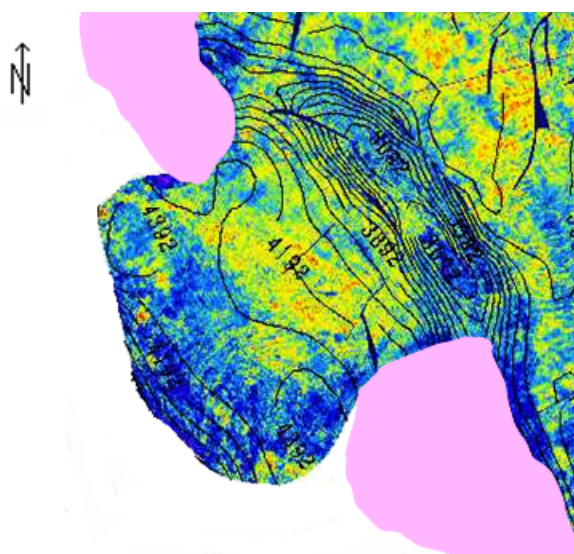


Figura 5.46: Pormenor do mapa de amplitudes da Formação 4 onde, ao contrário do que seria de esperar, existe uma predominância de baixas amplitudes na zona do potencial reservatório. Escala de cores ver figura 5.45

vertical, para o cálculo da média. Uma vez que as altas amplitudes estão localizadas em determinadas faixas, a sua representação numérica será esporádica e aparecerá no meio de uma sequência muito maior de baixas amplitudes. Ao ser efectuado o cálculo da média, os valores das altas amplitudes serão atenuados, resultando um mapa de amplitudes maioritariamente com baixas amplitudes. Pensa-se que este mapa não reflecte a realidade geológica, mas é o resultado de uma limitação do processo de extracção de amplitudes usado.

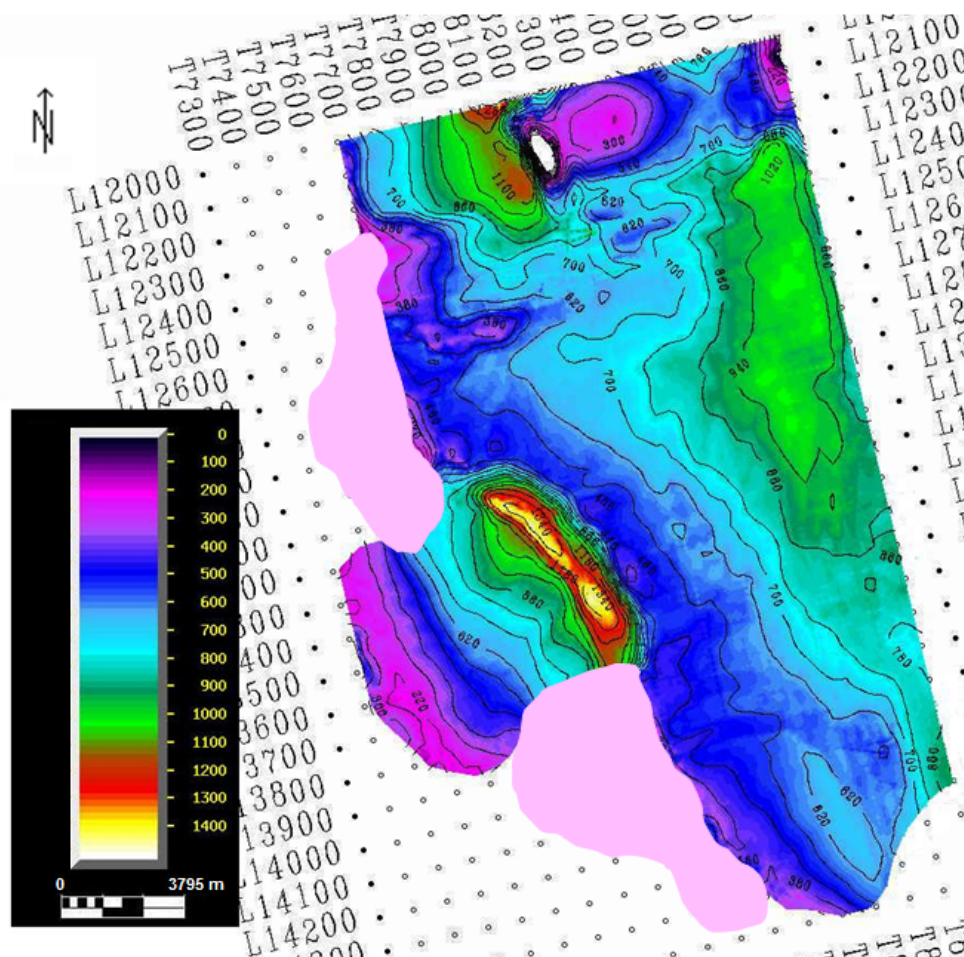


Figura 5.47: Mapa de espessuras da Formação 4; escala de cores em tempo (TWT).

Para verificar se os resultados obtidos estavam a ser influenciados pela espessura da formação, esta foi dividida em três sub-horizontes, que se denominaram: Reservatório Potencial 1 (RP₁), Reservatório Potencial 2 (RP₂), e Reservatório Potencial 3 (RP₃).

Esta divisão foi conseguida através de operações com horizontes. O mapa de isócronas foi dividido em três, encontrando-se um horizonte de espessura intermédio a que se deu o nome de Δz , este horizonte foi somado ao TF₄. Desta operação resulta o Topo do RP₂. A este novo horizonte soma-se novamente o Δz de que resulta o Topo do RP₃. A figura 5.48 ilustra o resultado destas operações.

Após a segmentação do potencial reservatório foi feito um estudo individual de cada um dos novos reservatórios potenciais, para verificar qual o seu comportamento em termos de amplitudes.

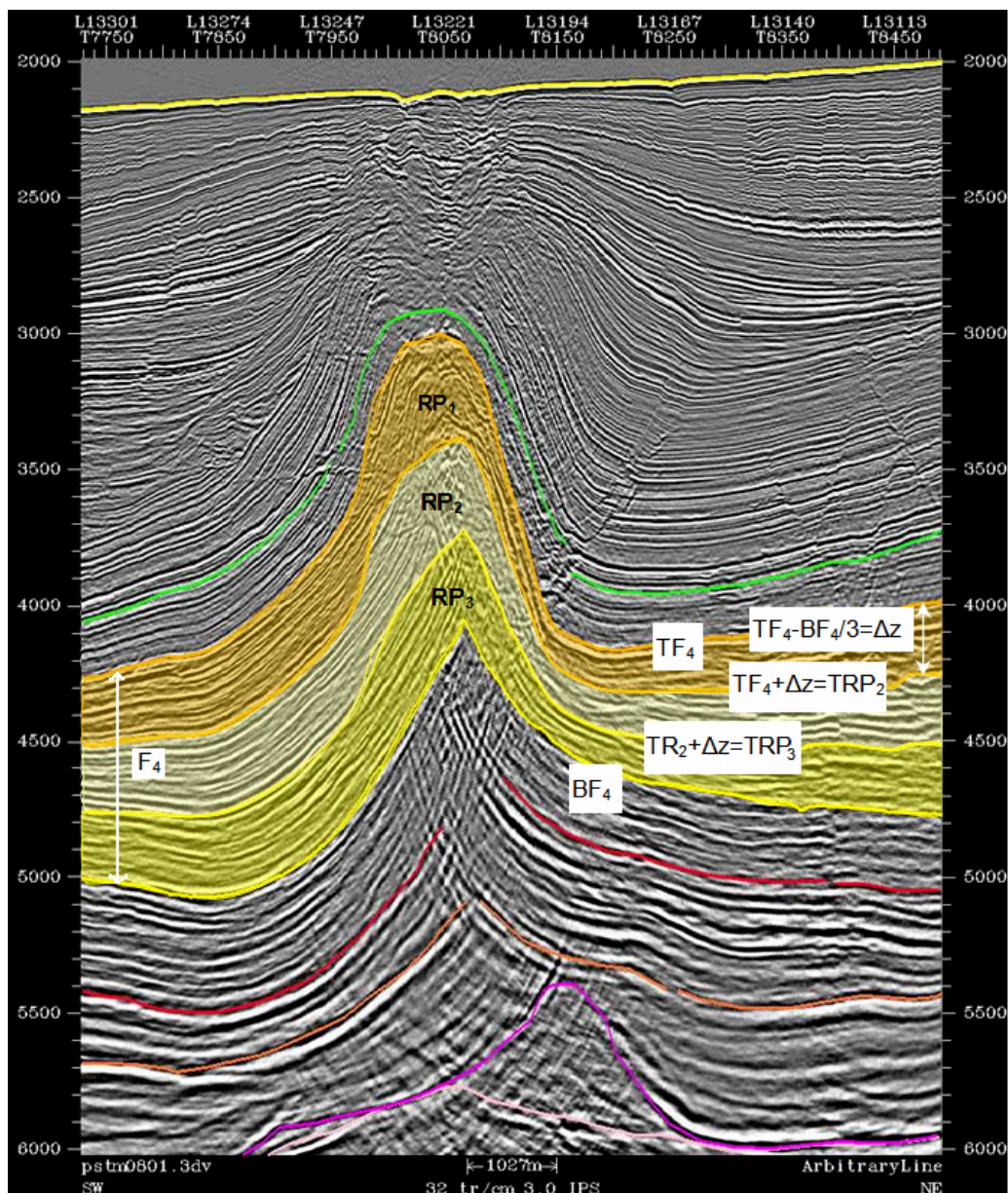


Figura 5.48: Linha sísmica onde se pode ver a segmentação feita ao potencial reservatório para análise detalhada das amplitudes.

Reservatório Potencial 1

Após a divisão da Formação 4 em três novas unidades, RP_1 , RP_2 , RP_3 foram elaborados novos mapas (estruturais, de amplitude e de espessuras) para cada uma das novas formações.

Na figura 5.49 encontra-se o mapa estrutural do topo do RP_1 (TRP_1). Continua-se a ter uma estrutura com fecho em todas as direcções.

De seguida foi feita uma nova extracção de amplitudes para este reservatório potencial (figura 5.50).

Pela figura 5.50 pode-se verificar que esta formação é constituída, na sua maioria, por altas amplitudes. Altas amplitudes essas que não estavam visíveis no mapa

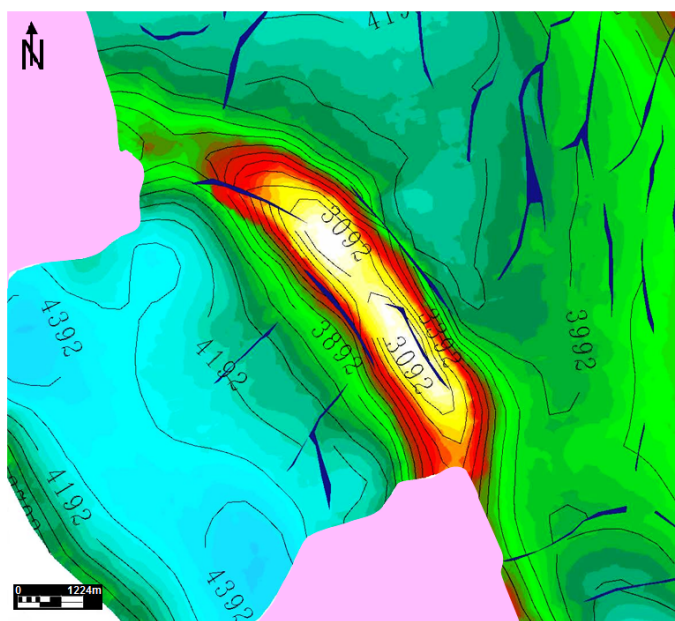


Figura 5.49: Pormenor do mapa estrutural mostrando a zona do Reservatório Potencial 1.

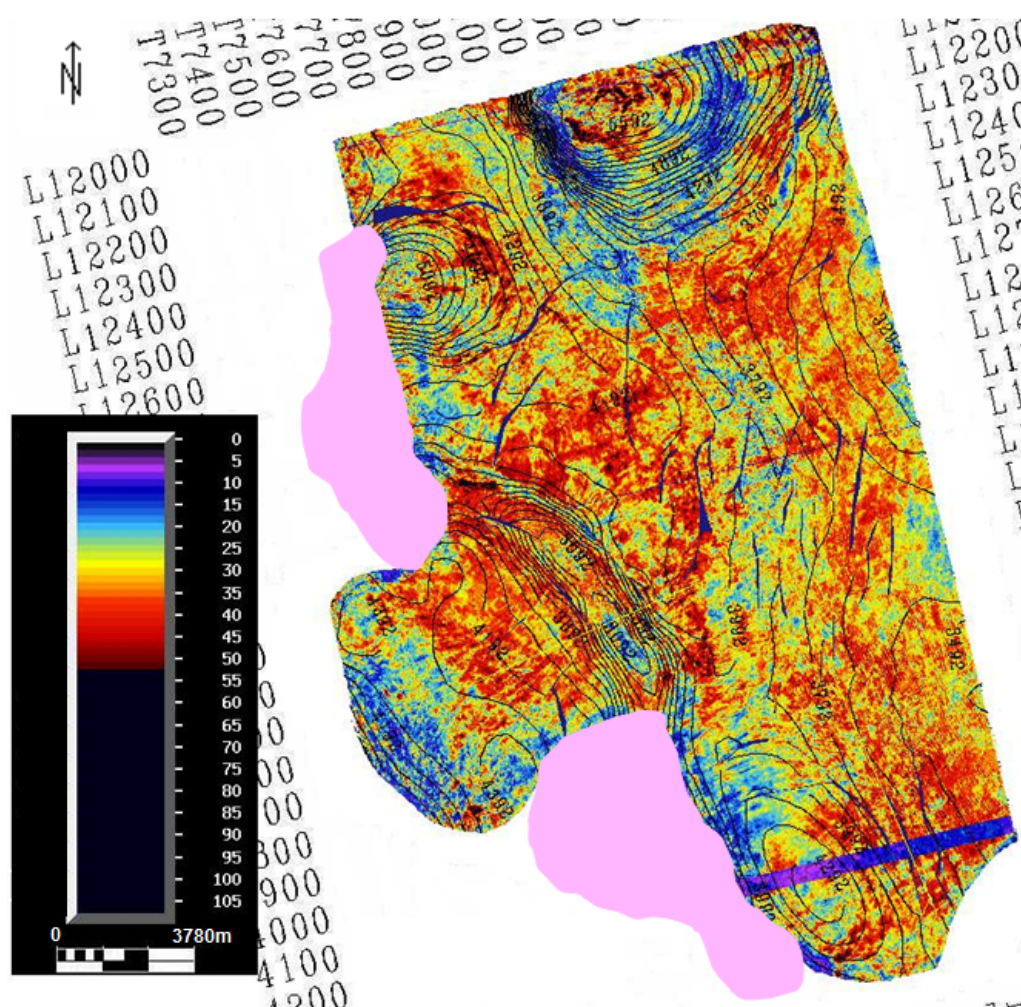


Figura 5.50: Mapa de amplitudes do Reservatório Potencial 1.

de amplitudes da Formação 4 (figura 5.45). No que diz respeito à zona do potencial reservatório (figura 5.51) a diferença, em comparação com a Formação 4 (figura 5.46) é bastante acentuada. No RP₁ tem-se um potencial reservatório com altas amplitudes, areias, enquanto que na Formação 4 tem-se um potencial reservatório com baixas amplitudes, argilas. Tendo em conta a diferença de espessura de cada uma das formações pode-se concluir que de facto, na Formação 4, as altas amplitudes estavam a ser muito atenuadas.

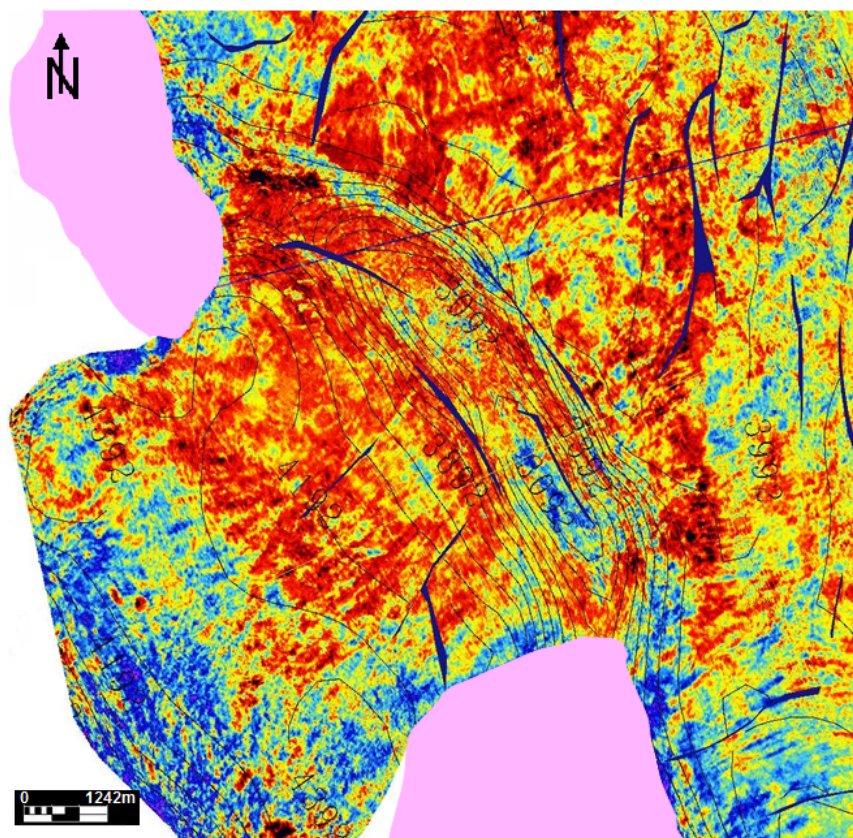


Figura 5.51: Pormenor do mapa de amplitude mostrando a zona do Reservatório Potencial 1. Escala de cores ver figura 5.50

Como se pode observar, pela figura 5.50, existe um certo alinhamento das altas amplitudes. Esta interpretação leva a pensar que se pode estar na presença de canais (ver secção 2.4). Para tentar verificar a existência destes canais, foram elaborados vários mapas de amplitudes, a diferentes níveis dentro do Reservatório Potencial 1.

No mapa de amplitudes da figura 5.52 mostra-se a extracção de amplitudes entre o topo do Reservatório Potencial 1 e 80 ms abaixo. Da análise deste mapa ressalta uma faixa (marcada a tracejado no mapa) onde estão presentes a quase totalidade de altas amplitudes. Esta faixa foi interpretada como sendo uma zona de canais.

Numa tentativa de individualizar melhor estes canais, fez-se uma extracção numa janela de 50 ms abaixo do TRP₁ (figura 5.53), e outra entre os 25 e os 50 ms (figura 5.54).

Neste novo mapa (figura 5.53) já se identificam melhor os canais meandriiformes, embora ainda não seja possível a sua individualização. Na zona SO é praticamente

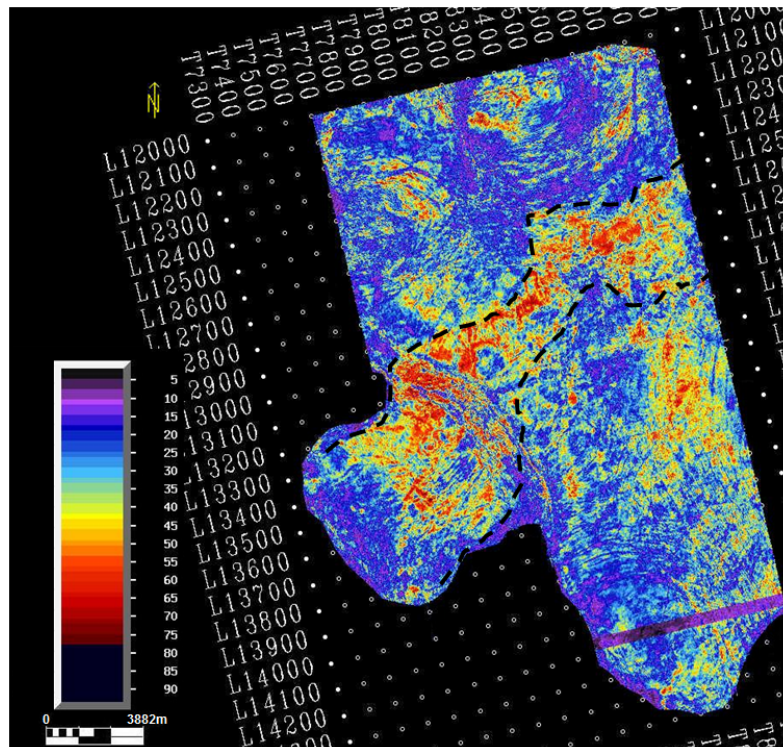


Figura 5.52: Mapa de amplitudes entre o Topo do Reservatório Potencial 1 e 80 ms abaixo.

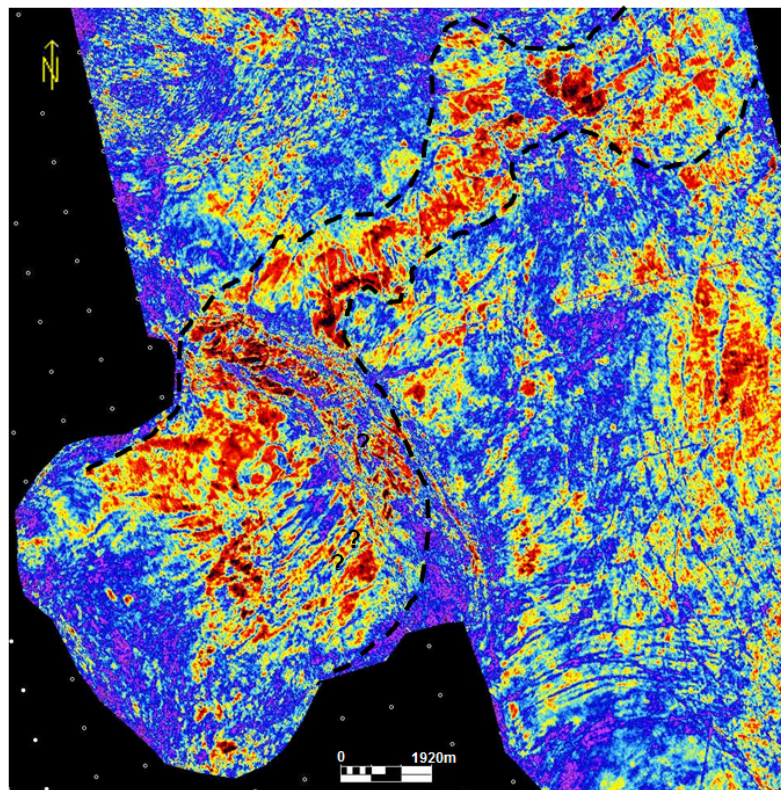


Figura 5.53: Mapa de amplitude de uma janela de 50 ms abaixo do Topo do Reservatório Potencial 1.

impossível ver se existe continuidade dos canais que se encontram antes da zona do potencial reservatório.

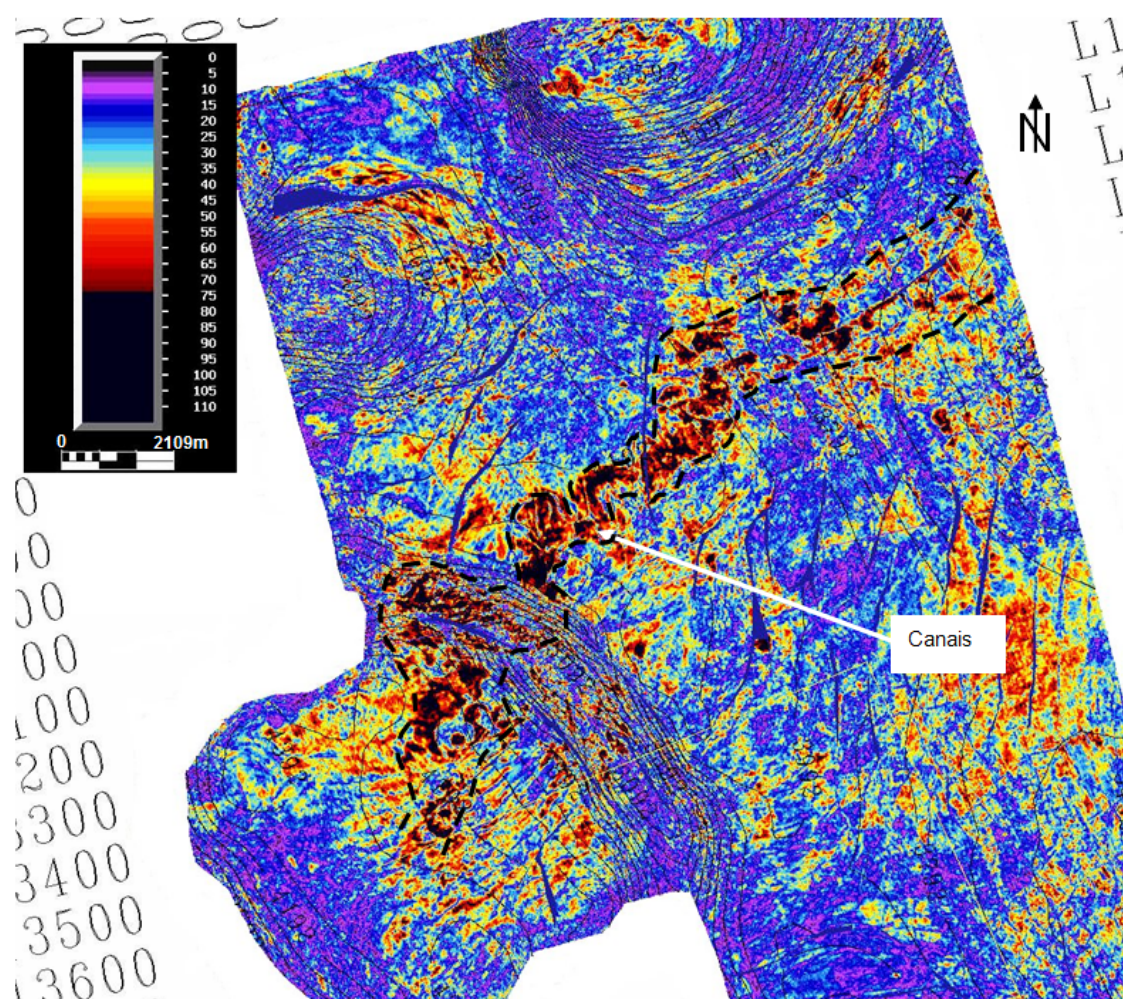


Figura 5.54: Mapa de amplitude entre os 25 e os 50 ms para o Reservatório Potencial 1.

No mapa da figura 5.54 alguns canais já aparecem melhor individualizados. Os canais têm a direcção NE-SO, atravessando a zona definida como potencial reservatório, este é mais um bom indicador da qualidade deste possível reservatório.

Na figura 5.55, estão evidenciados todos os canais interpretados para a Formação Reservatório Potencial 1. Deste mapa conclui-se que a direcção principal para o fornecimento de sedimentos nesta zona é de NE para SO (seta a vermelho).

Devido às evidências da presença de canais, encontradas nos mapas de amplitudes, foi feito um estudo detalhado nas secções sísmicas. Este estudo teve como objectivo tentar identificar os referidos canais.

Na figura 5.56 apresenta-se uma linha sísmica (transversal aos canais), onde se evidenciam alguns dos canais interpretados nos mapas de amplitudes da figura 5.57.

Foram encontrados dois conjuntos de canais, denominados A e B. Estes dois conjuntos foram interpretados como pertencentes aos dois canais marcados (também A e B), no mapa de amplitude da figura 5.57. Tanto no conjunto A como no B foi feita a distinção entre canais preenchidos com argilas (verde) ou preenchidos com areias

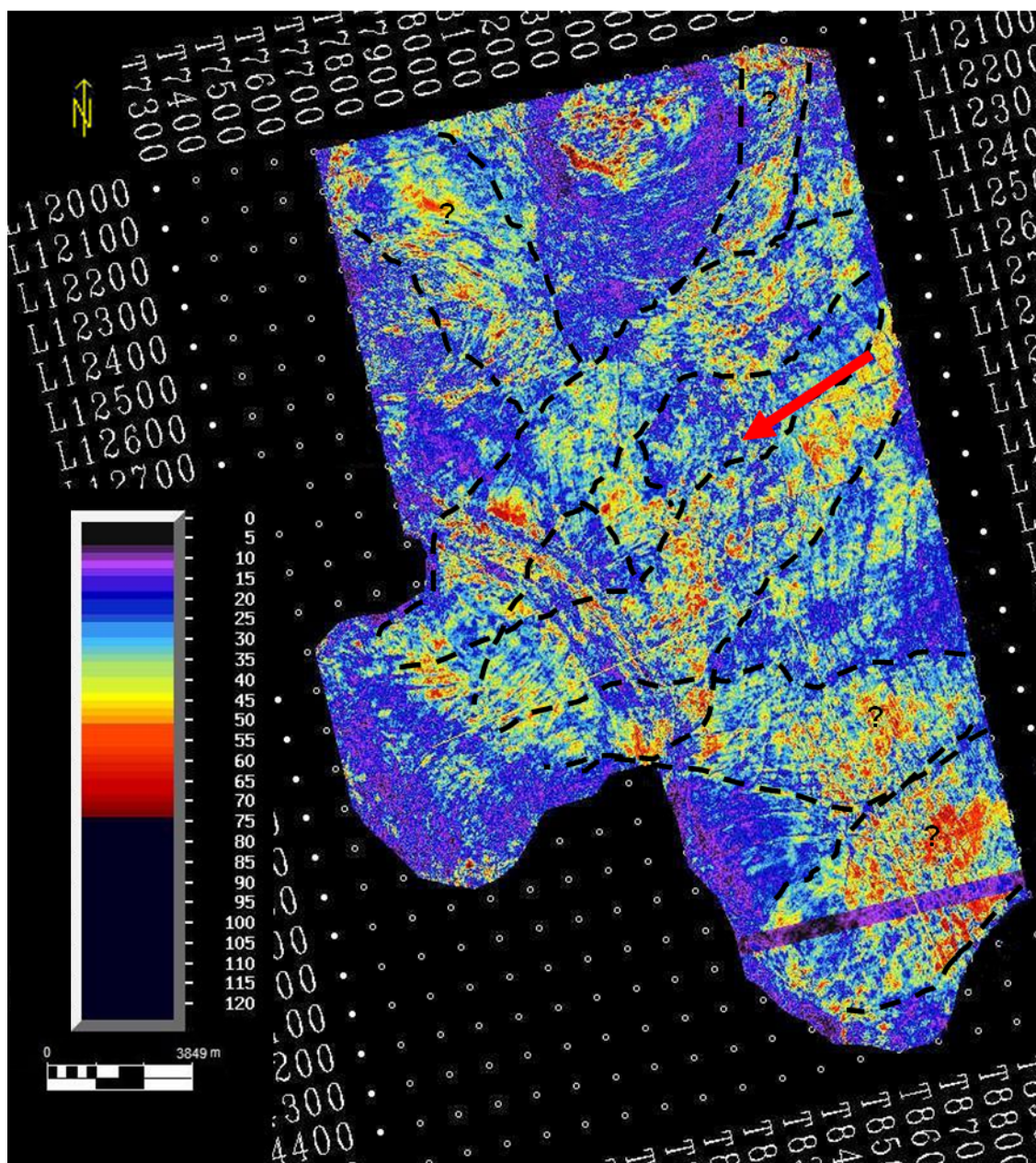


Figura 5.55: Canais interpretados no Reservatório Potencial 1.

(amarelo). Esta distinção foi feita recorrendo unicamente ao carácter sísmico, areias–altas amplitudes e argilas–baixas amplitudes.

Na zona do potencial reservatório, após o estudo da sísmica, encontram-se também os mesmos dois conjuntos de canais (figura 5.58).

Neste potencial reservatório foram também identificados, na sísmica, dois *flat events* (figura 5.59). A confirmação destes *flat events* como *flat spots* não foi validada, uma vez que estes não têm consistência espacial. Ao fim de algumas linhas sísmicas deixam de se apresentar planos. Os *flat spots* marcam a interface entre dois líquidos dentro do reservatório (gás-óleo e óleo-água). Os *flat spots* são frequentemente usados como indicadores directos de hidrocarbonetos (*IDH*). A identificação e confirmação de um

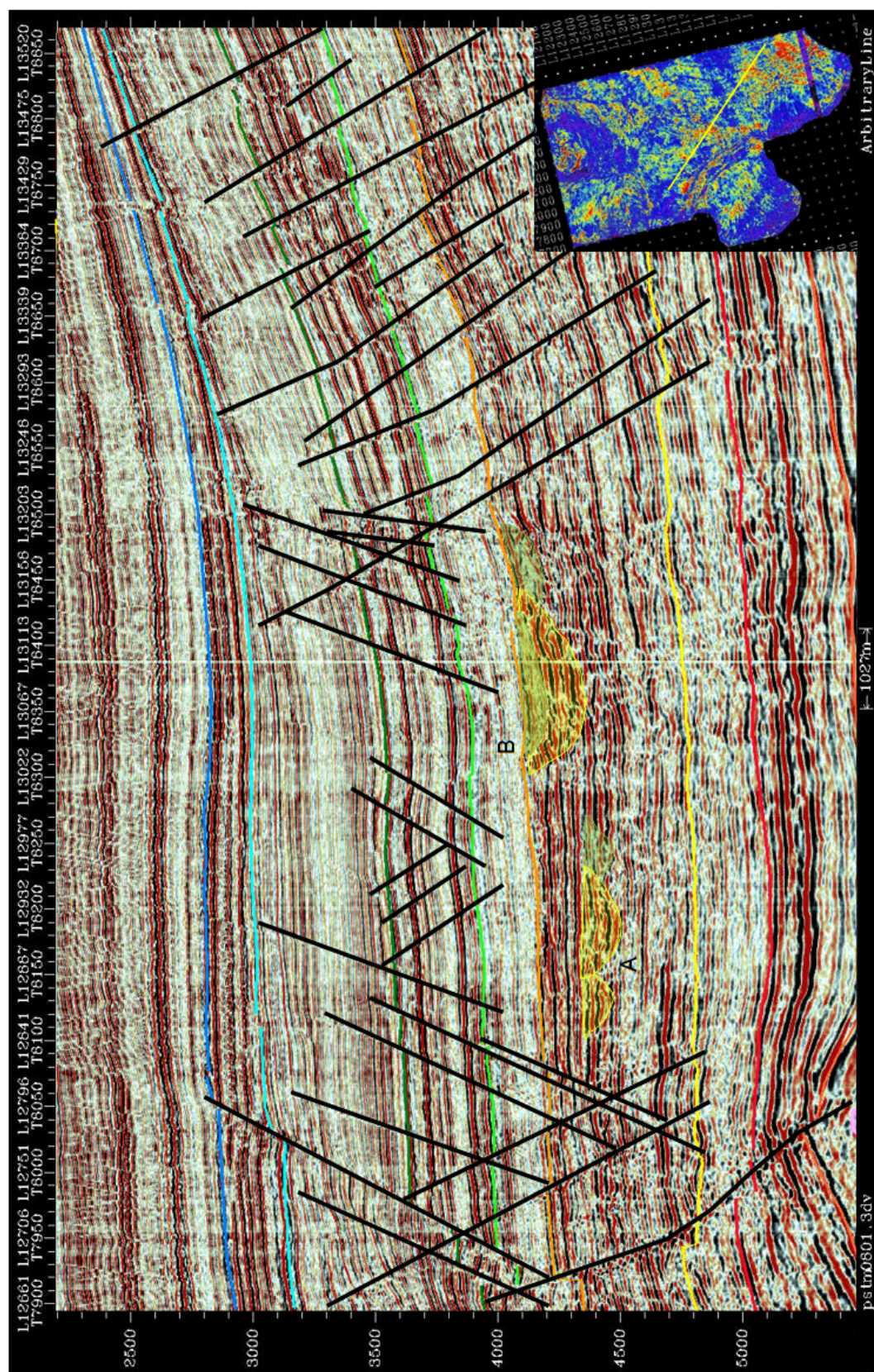


Figura 5.56: Linha sísmica arbitrária onde se evidenciam os canais interpretados nos mapas de amplitude. A verde os canais com argilas, a amarelo os canais com areias.

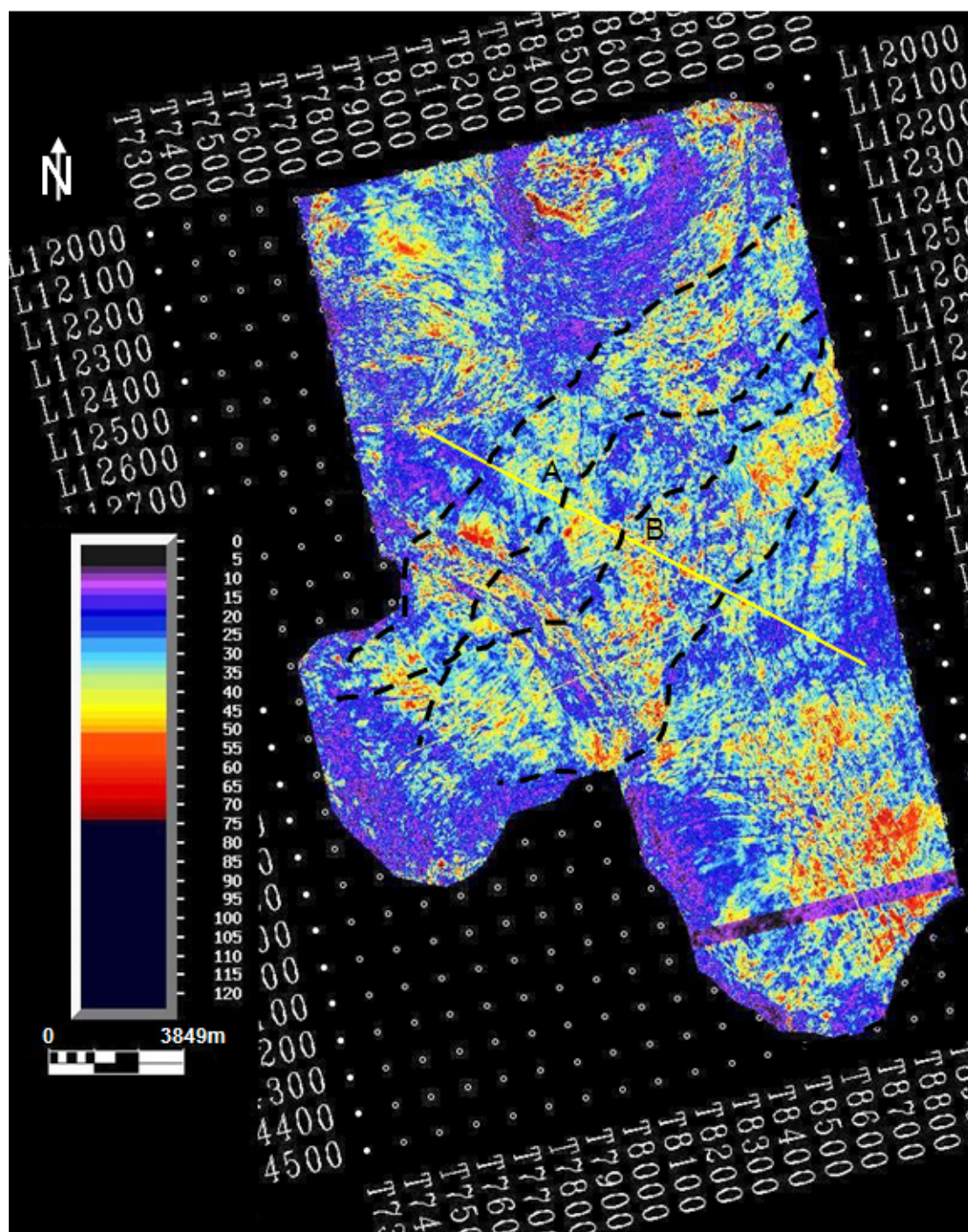


Figura 5.57: Mapa de amplitudes com localização da linha sísmica e canais evidenciados na figura 5.56.

flat spot na sísmica é um bom indicador da presença de hidrocarbonetos.

Analisando os mapas do Reservatório Potencial 1, verifica-se que a zona do potencial reservatório tem fecho em todas as direcções. Pelo mapa de amplitude conclui-se que é constituído por areias e é atravessado por canais com direcção NE-SO. Foram também identificados dois *flat events*, que numa primeira análise não foram confirmados como *flat spots*. Embora a sua validação como *flat spots* possa ainda a ser feita recorrendo

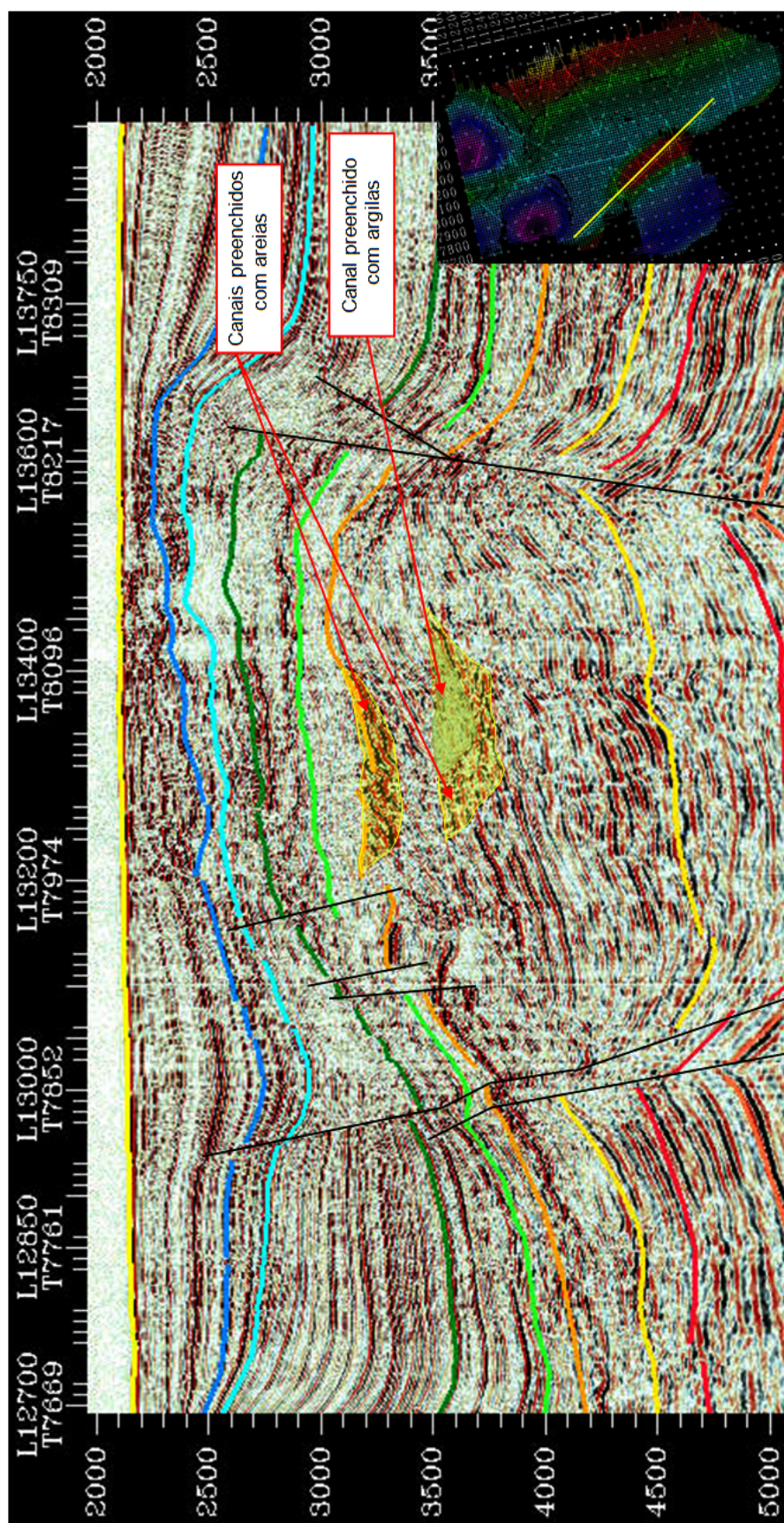


Figura 5.58: Linha sísmica onde se identificam os canais presentes na zona do Potencial Reservatório.

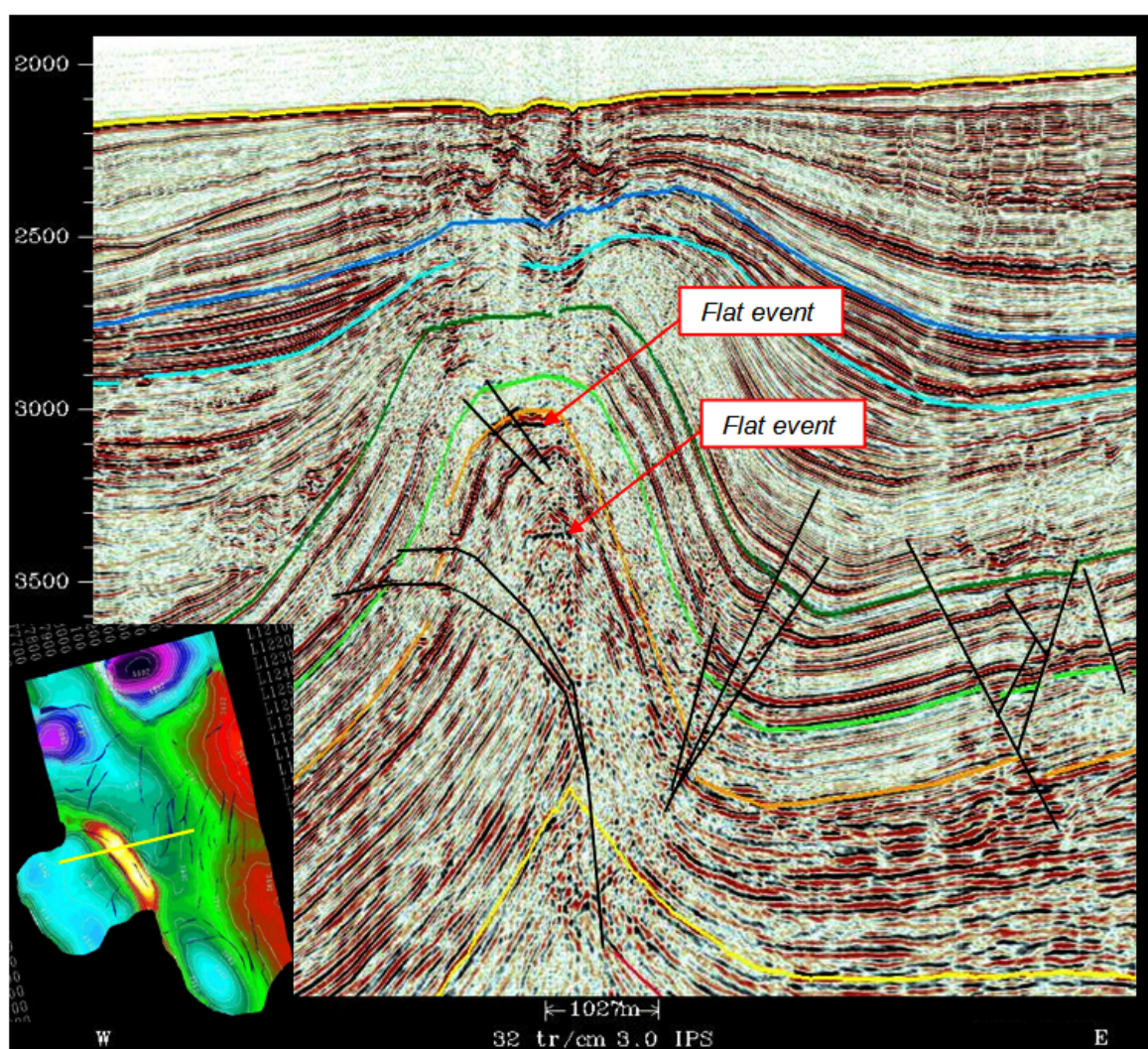


Figura 5.59: Linha sísmica com localização dos *flat events*.

a outro tipo de ferramentas como AVO (amplitude *versus offset*) e/ou sismogramas sintéticos.

Reservatório Potencial 2

Na figura 5.60 apresenta-se o mapa estrutural do topo do RP_2 . Uma vez mais, a estrutura do potencial reservatório apresenta fecho em todas as direcções.

Em termos de amplitudes (figura 5.61) estas não se apresentam com uma direcção tão bem definida. Uma vez que as altas amplitudes não apresentam uma direcção preferencial, não é possível a delimitação de canais, com segurança. No que diz respeito à quantidade de altas amplitudes presentes no mapa, o seu desempenho é um pouco fraco, tendo RP_1 como referência.

Em relação à zona do potencial reservatório (figura 5.62) esta é, na sua maioria, constituída por baixas amplitudes, aparecendo apenas um pequeno aglomerado de altas amplitudes, sensivelmente a meio da estrutura. Este mau desempenho, em termos de

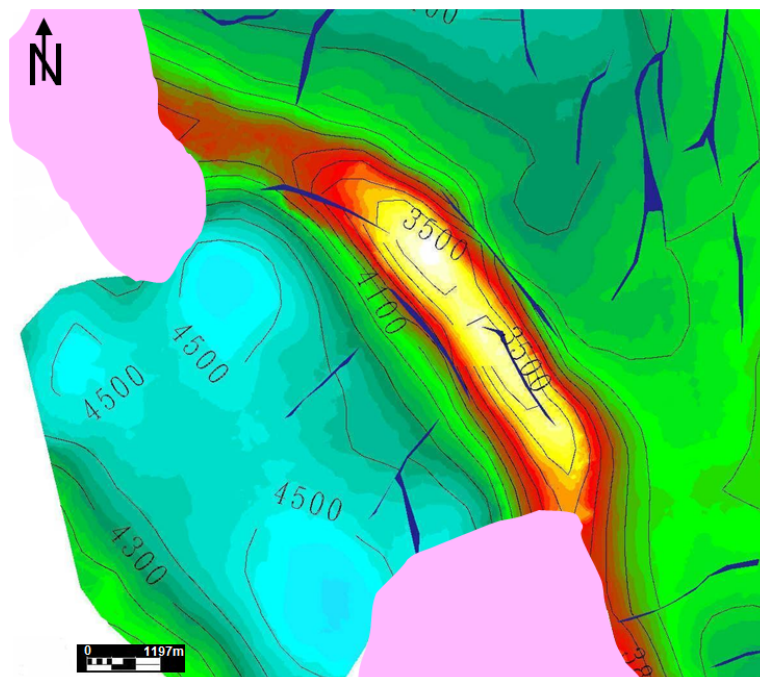


Figura 5.60: Mapa estrutural do Topo do Reservatório Potencial 2.

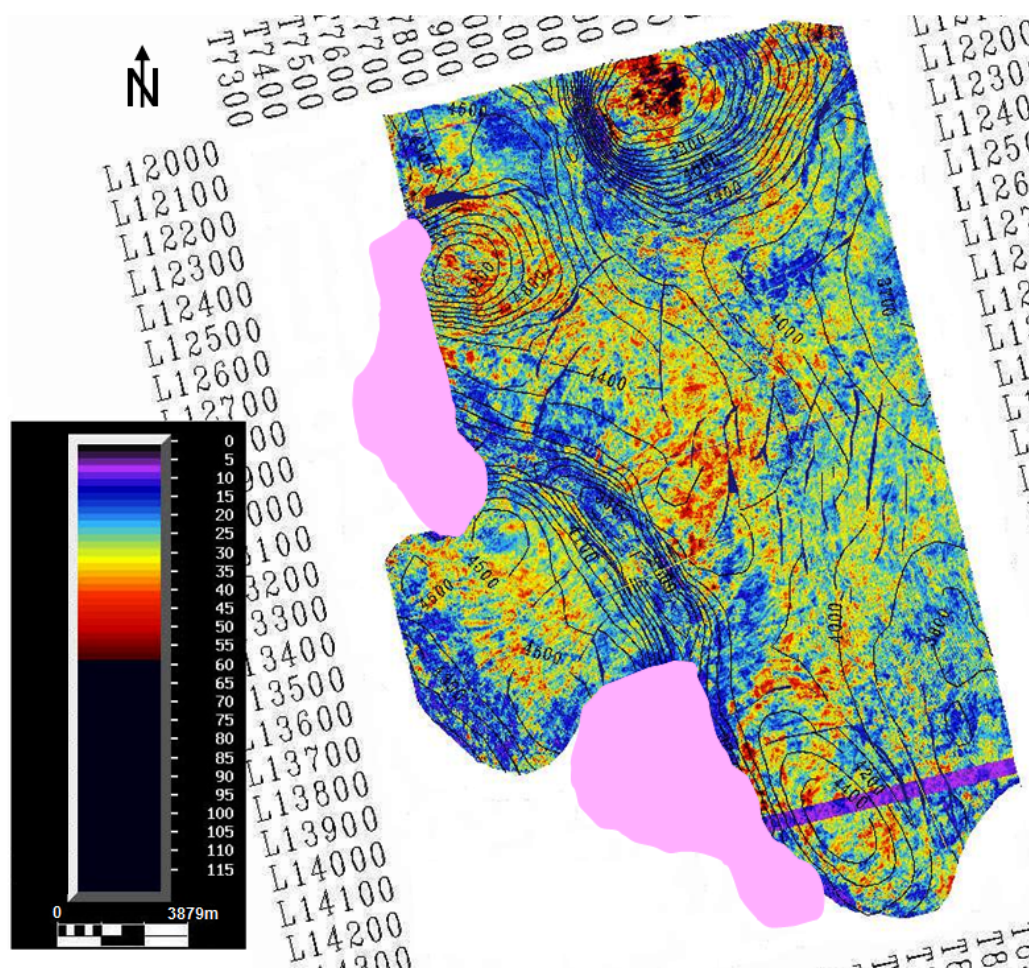


Figura 5.61: Mapa de amplitudes do Reservatório Potencial 2.

amplitudes, levou a que apenas tenha sido delimitada uma área, a ser usada aquando do cálculo de volumes.

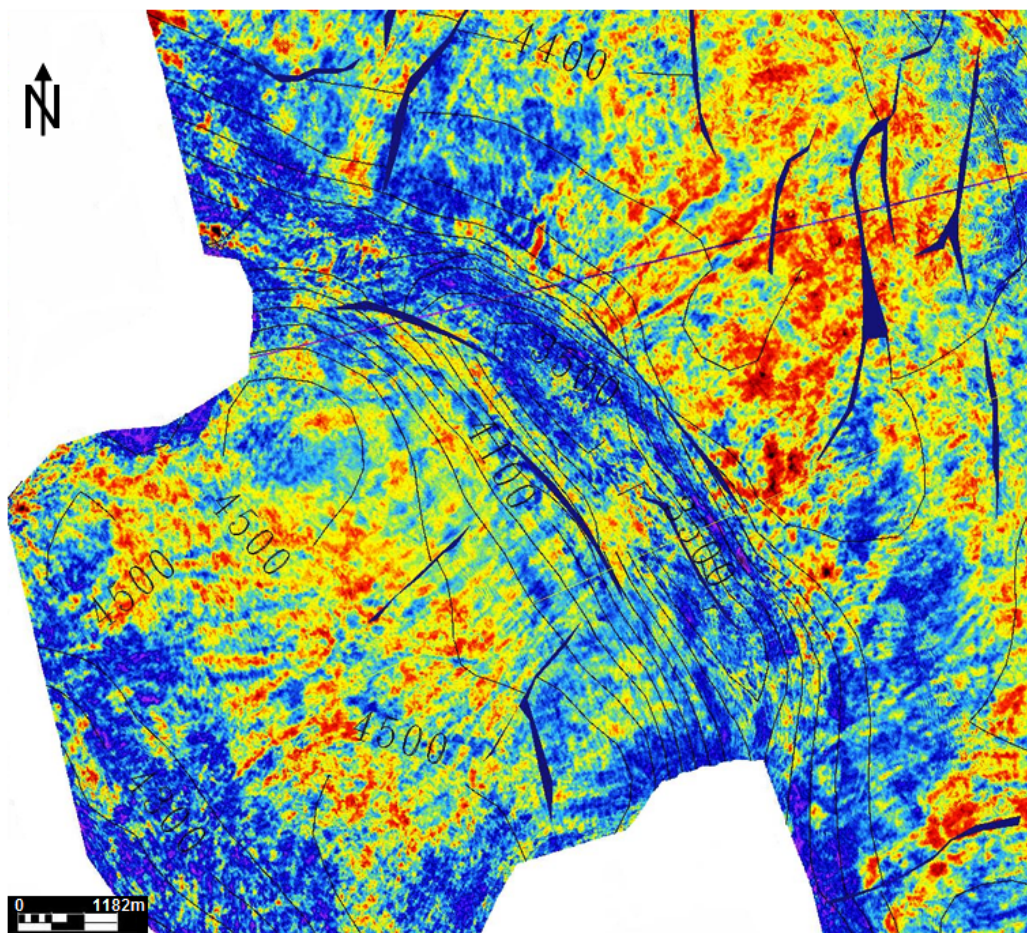


Figura 5.62: Pormenor do mapa de amplitudes do Reservatório Potencial 2 na zona do potencial reservatório. Escala de cores ver figura 5.61

Reservatório Potencial 3

Em termos de estrutura (figura 5.63) a Formação Reservatório Potencial 3 é bastante semelhante às restantes. A grande diferença desta Formação, em relação às anteriores, é o seu conteúdo em amplitudes (figura 5.64). Em termos de amplitudes no potencial reservatório há uma clara predominância de baixas amplitudes. Devido ao fraco desempenho deste possível reservatório, conclui-se que embora a estrutura seja capaz de aprisionar hidrocarbonetos, a natureza das rochas que o compõem não têm a capacidade de os armazenar.

Este facto fez com que o Reservatório Potencial 3 deixasse de ser considerado como tal.

Para o cálculo de volumétricos apenas foram considerados o Reservatório Potencial 1 e o Reservatório Potencial 2.

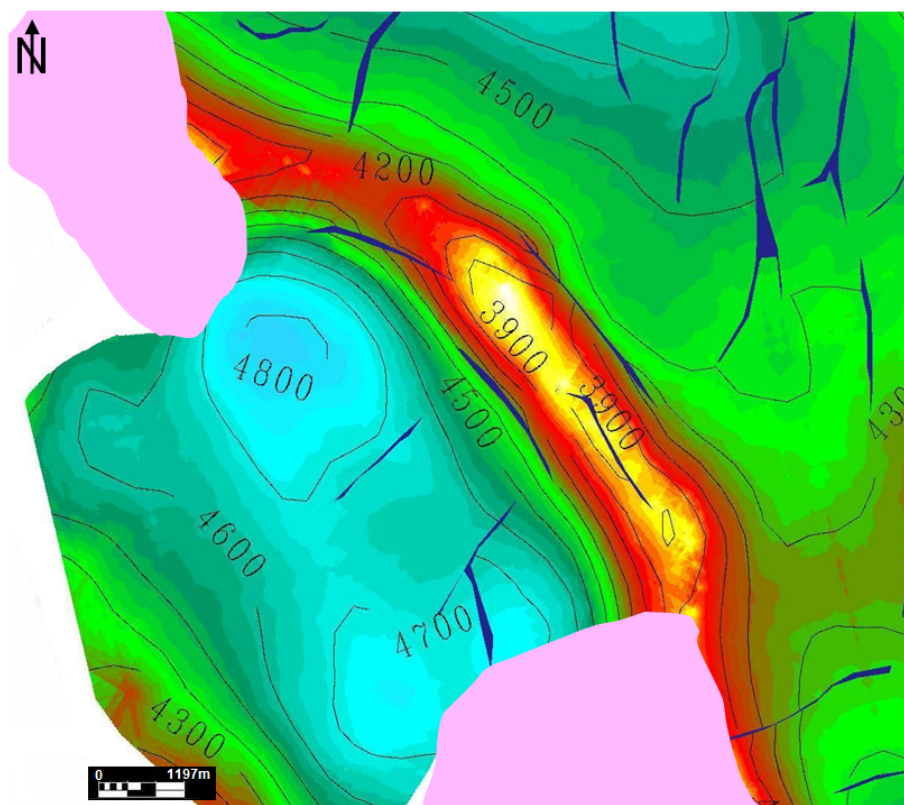


Figura 5.63: Mapa estrutural do Topo do Reservatório Potencial 3.

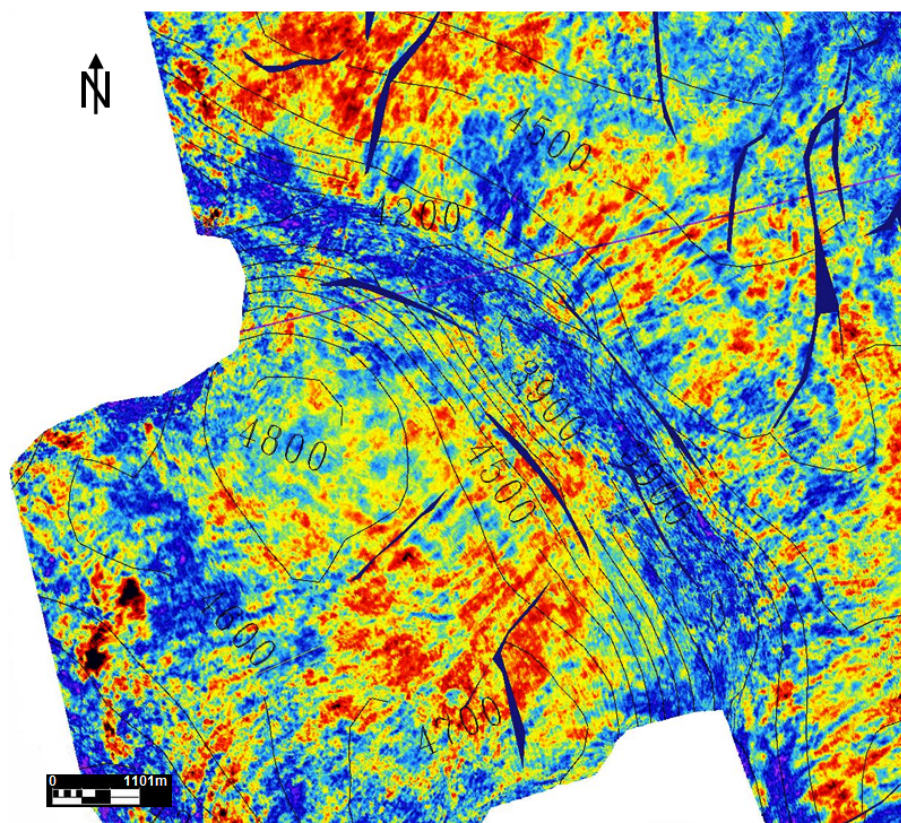


Figura 5.64: Pormenor do mapa de amplitude do Reservatório Potencial 3.

Formação Selante

Após a verificação de todas as características de um bom reservatório nas formações RP_1 e RP_2 , para que se possa confirmar a existência de uma armadilha de hidrocarbonetos, é preciso provar a existência de uma rocha capaz de desempenhar a função de rocha selante. Para tal, foram calculadas as amplitudes e a espessura da formação imediatamente acima do topo do Reservatório Potencial 1 (figura 5.65).

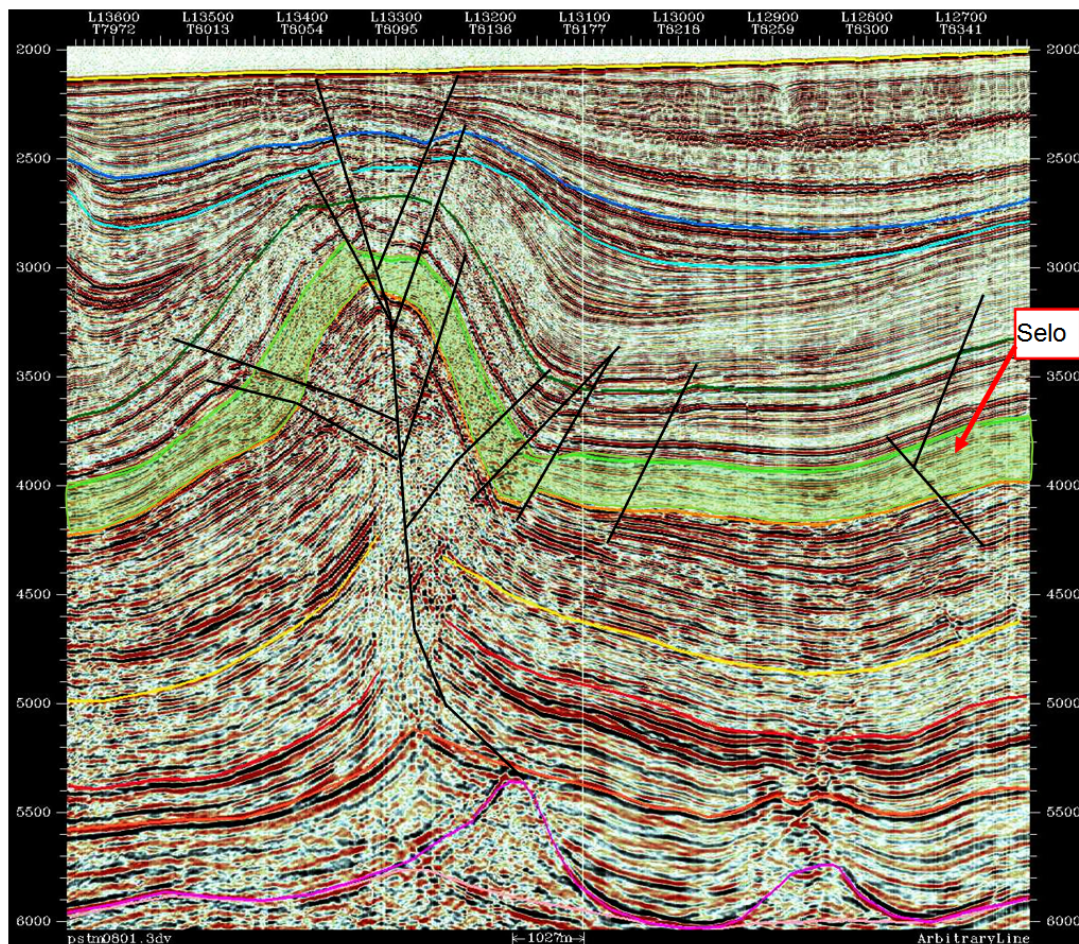


Figura 5.65: Linha sísmica mostrando a localização da rocha selante.

Como se pode observar pelo mapa estrutural (figura 5.66), esta formação apresenta uma estruturação que "acompanha" a estruturação do Reservatório Potencial 1 (figuras 5.67 e 5.68). Esta formação encontra-se bastante falhada, o que pode comprometer a sua competência como rocha selante.

Em termos de amplitudes (figura 5.69) confirma-se que a formação é, na sua quase totalidade constituída por baixas amplitudes (argilas). Na zona do potencial reservatório a formação apresenta também baixas amplitudes (figura 5.70).

Pela figura 5.70, pode-se verificar que a zona do potencial reservatório é aquela que apresenta as amplitudes mais baixas. Este é um bom indicador da competência da rocha selante para esta zona.

Em termos de espessura (figura 5.71) esta formação tem uma variação dos 0 m aos 2400 m, sendo que na maior parte dos casos, esta não ultrapassa os 800 m.

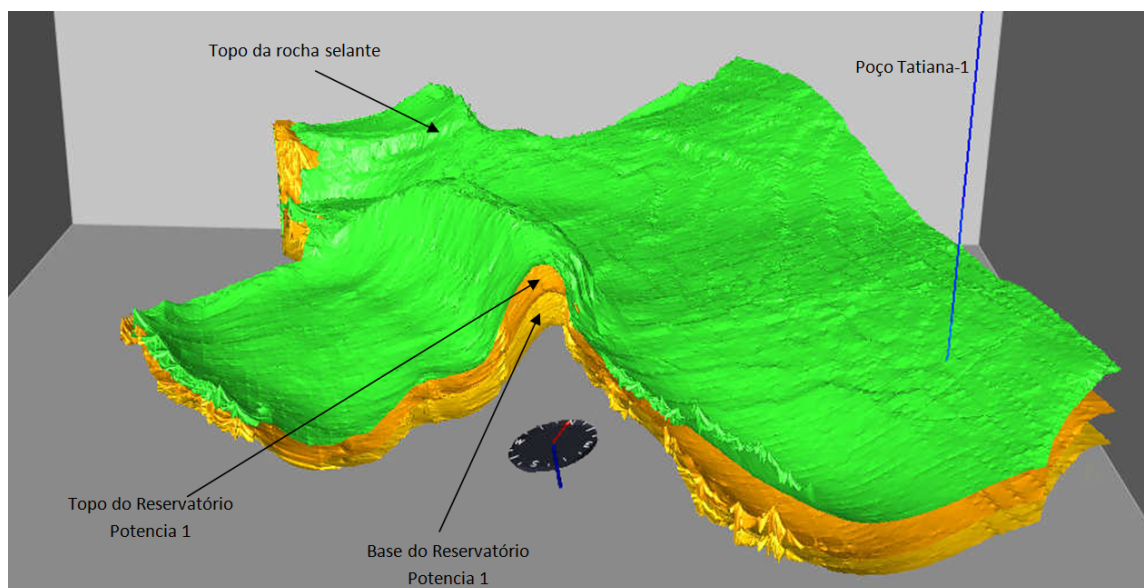


Figura 5.68: Imagem 3D da Rocha Selante e do Reservatório Potencial 1.

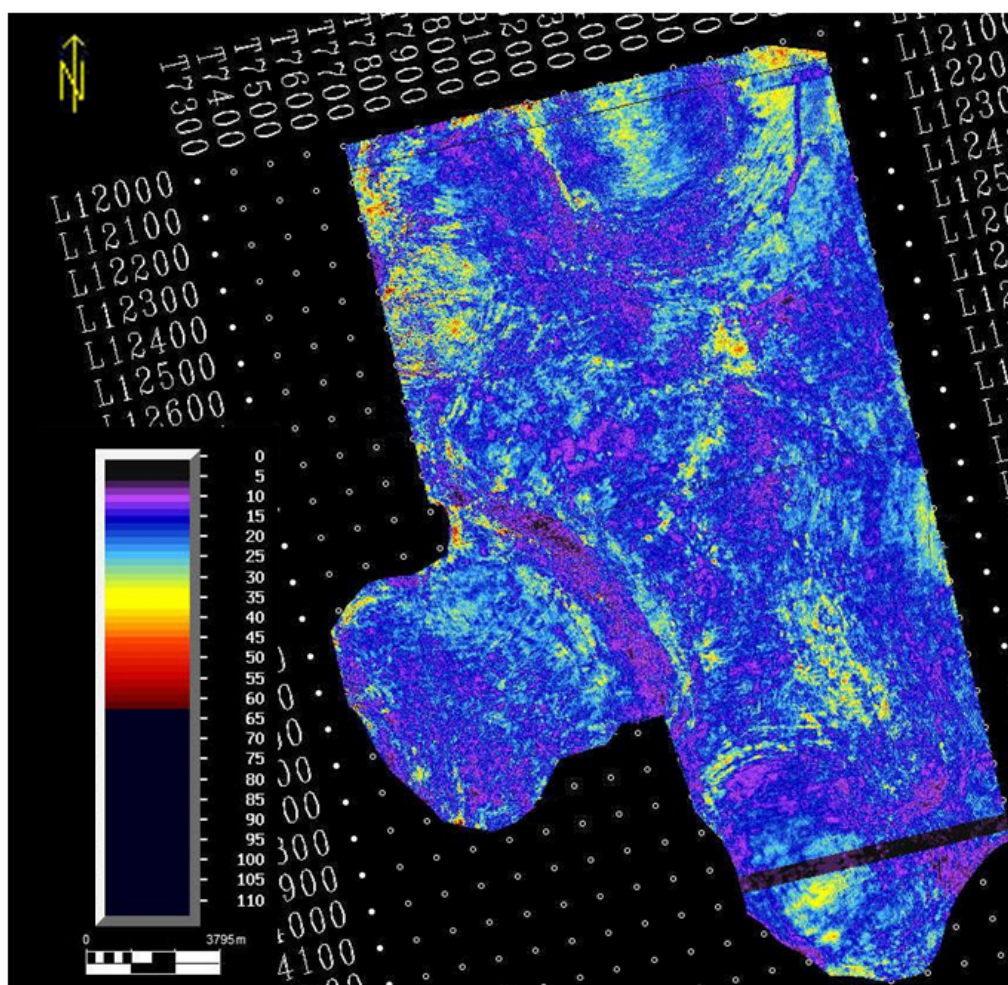


Figura 5.69: Mapa de amplitudes da rocha selante.

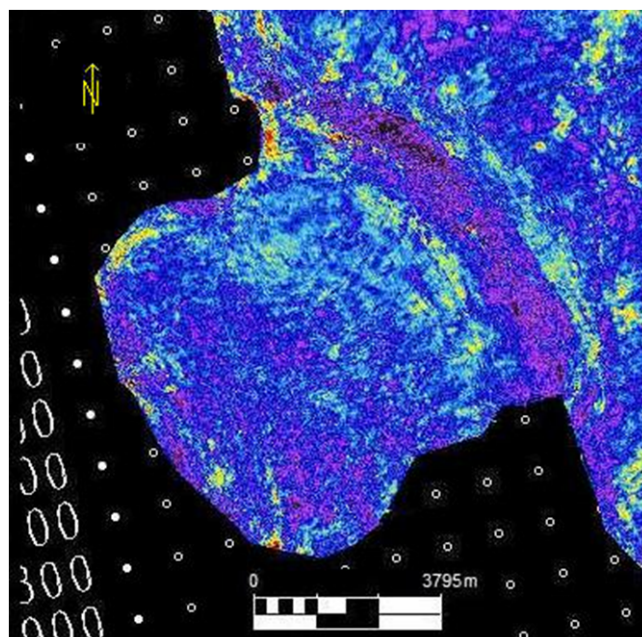


Figura 5.70: Pormenor do mapa de amplitudes da rocha selante mostrando a zona do potencial reservatório. Escala de cores ver figura 5.69

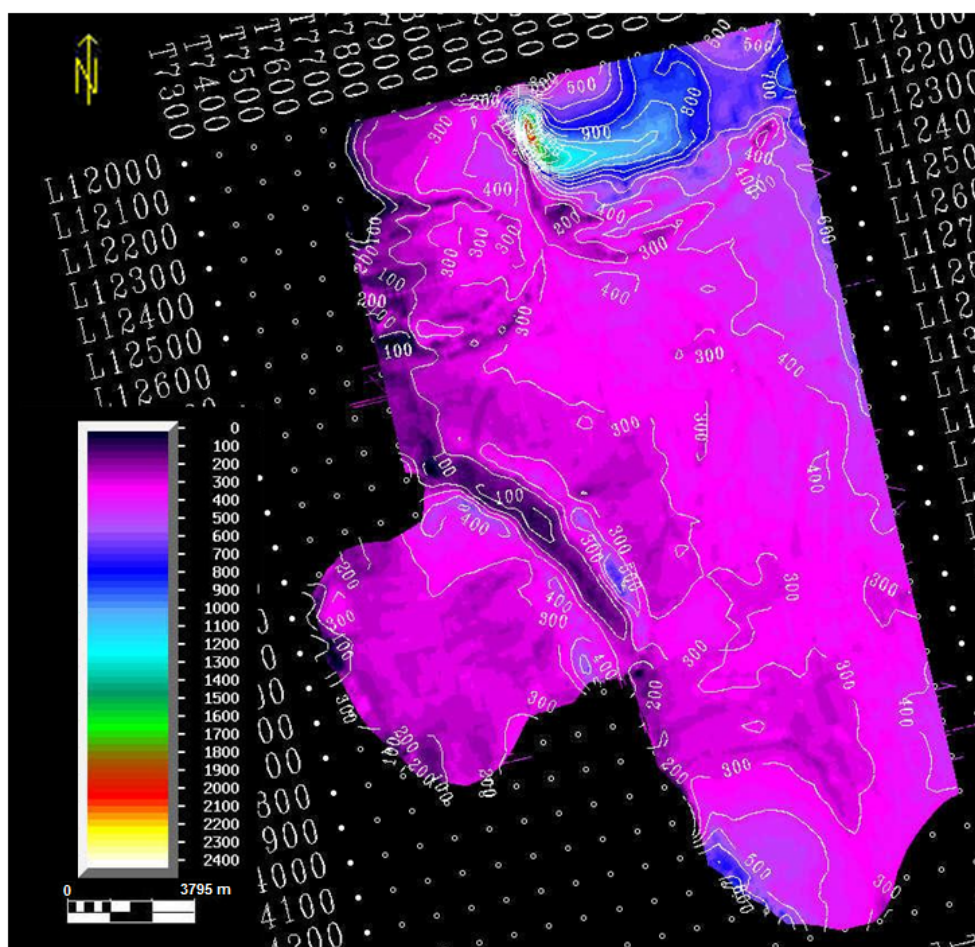


Figura 5.71: Mapa de espessuras da rocha selante, escala de cores em metros.

Na zona do potencial reservatório existe uma variação dos 100 m aos 700 m. Como a estrutura do potencial reservatório é um anticlinal, este apresenta uma espessura maior nos flancos e menor no centro (figura 5.72).

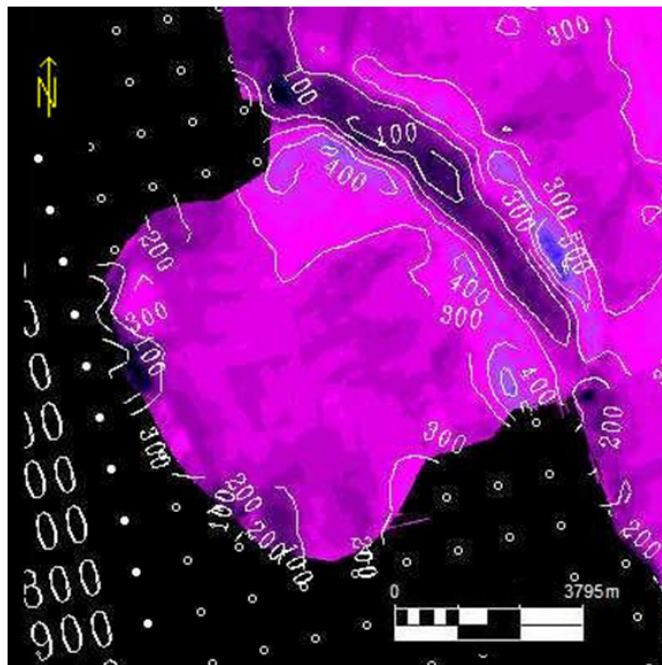


Figura 5.72: Pormenor do mapa de espessuras da rocha selante mostrando a zona do potencial reservatório. Escala de cores ver figura 5.71

Como se pode constatar pela análise efectuada, esta formação tem todas as potencialidades para ser um selo eficaz. Após uma consulta bibliográfica, nomeadamente a relatórios não publicados de poços perfurados na área de estudo, verificou-se que esta formação é um selo a nível regional.

Formação 5

Neste nível entra-se na Formação Iabe, Formação na qual o poço Tatiana-1 termina. Nos relatórios do poço Tatiana-1 este nível é identificado como sendo o nível da rocha geradora. Para o estudo da Formação 5, vai-se partir então do pressuposto de que este é o nível da rocha geradora, tendo como base as informações do poço acima referido. Na figura 5.73 apresenta-se o mapa estrutural do topo desta formação.

A estrutura do potencial reservatório já não é visível. Na figura 5.74 apresenta-se o mapa de amplitudes para este nível.

Tratando-se de uma rocha geradora, por definição, composta por argilas ricas em matéria orgânica, seria de esperar que o mapa de amplitudes fosse composto, maioritariamente, por baixas amplitudes. Como se pode observar na figura 5.74 isto não se verifica; pelo contrário, o mapa de amplitudes deste nível é composto por altas amplitudes. As altas amplitudes deste mapa não são indicadores de que estamos na presença de areias, como até aqui, mas revelam a presença da matéria orgânica. Também se pode verificar este carácter sísmico, altas amplitudes, nas linhas sísmicas (figura 5.75).

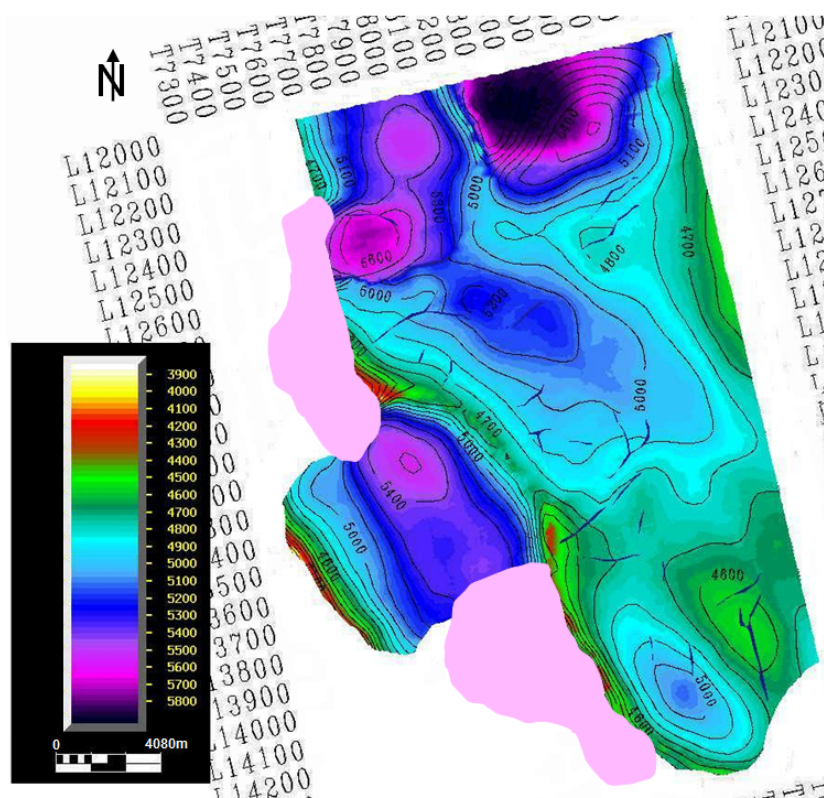


Figura 5.73: Mapa estrutural do Topo da Formação 5; escala de cores em tempo (*TWT*).

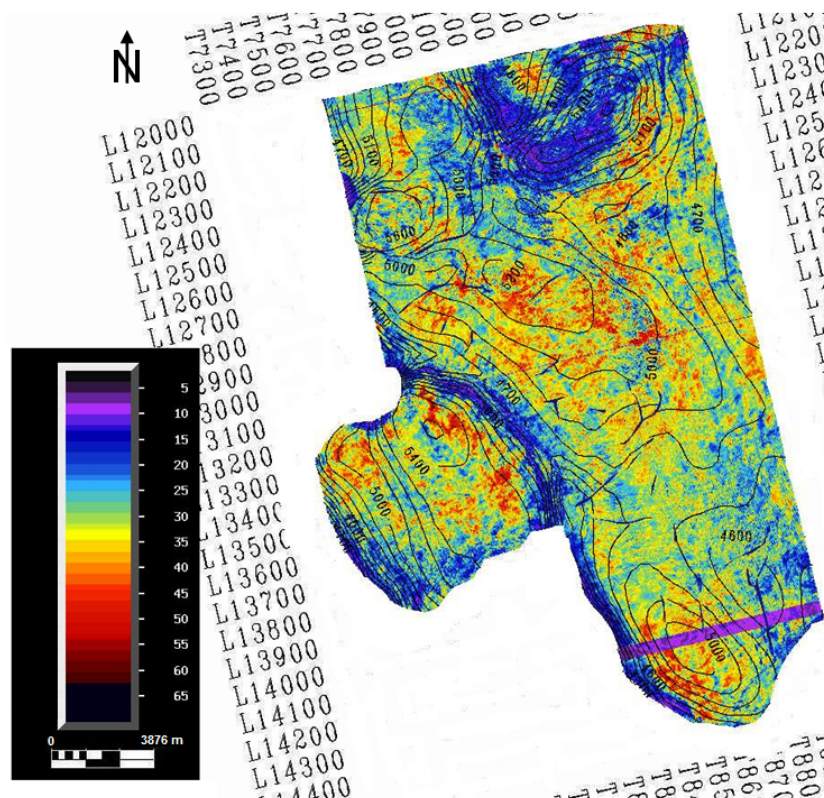


Figura 5.74: Mapa de amplitudes da Formação 5.

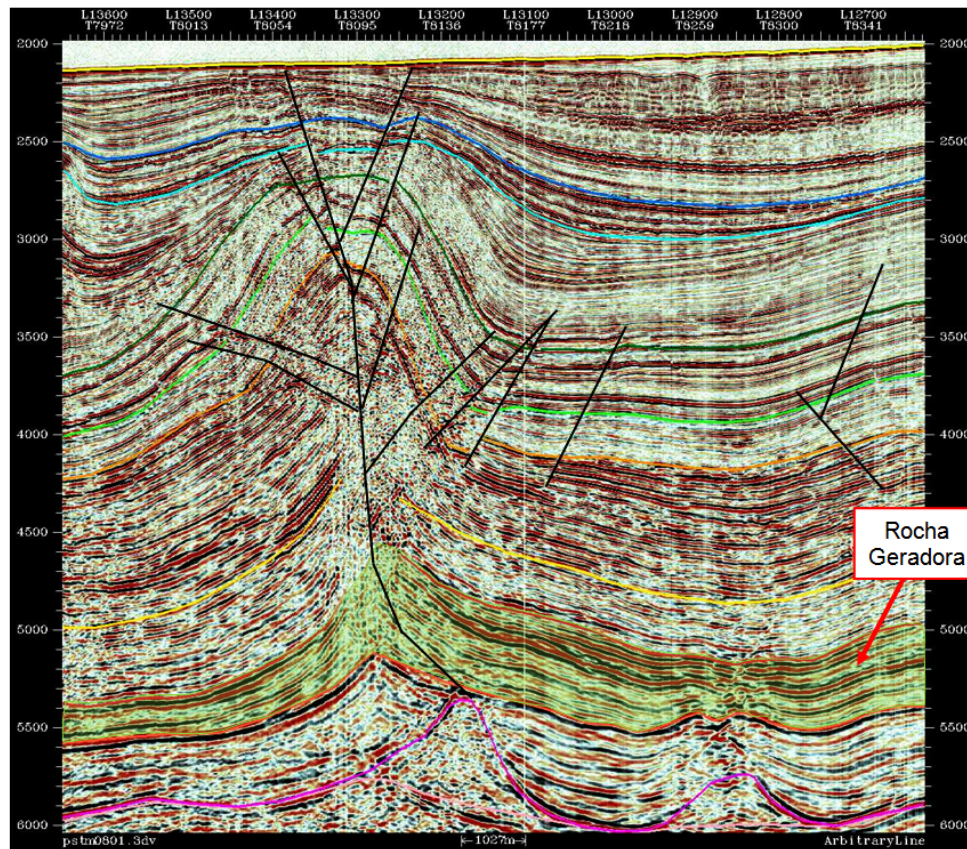


Figura 5.75: Linha sísmica mostrando o carácter sísmico da Formação 5.

O carácter sísmico desta formação, a presença, maioritária, de altas amplitudes e a sua correspondência com a formação geradora do poço Tatiana-1 confirmam a Formação 5 como a Rocha Geradora. Recorreu-se, uma vez mais a relatórios não publicados de poços para confirmar que esta é a formação geradora a nível regional.

Sal

O Sal autóctone foi cartografado, na perspectiva de que, sem o conhecimento desta formação, é impossível conhecer e/ou compreender o estado de deformação dos sedimentos que lhe são sobrejacentes. Como foi descrito atrás (ver secção 2.3) a tectónica salífera foi a principal, se não a única, responsável pela estruturação que é visível nas formações do pós-salífero. É imperativo conhecer a geometria desta formação para poder compreender o sistema petrolífero e toda a dinâmica geológica destas bacias em geral, e em particular da Área Eva. Na figura 5.76 e na figura 5.77 pode-se ver o mapa estrutural do Topo e da Base do Sal, respectivamente.

Com auxílio do mapa de espessuras (figura 5.78) pode-se verificar a distribuição das almofadas de sal autóctone e constatar que mais de metade da área interpretada não tem sal, ou seja, este tem espessura zero. Nestas zonas, o sal foi completamente deslocado, testemunhando a intensidade da tectónica salífera a que esta área esteve sujeita, durante a evolução da bacia. Na figura 5.79 apresenta-se uma imagem 3D do Topo do Sal, onde é visível a distribuição das almofadas de sal.

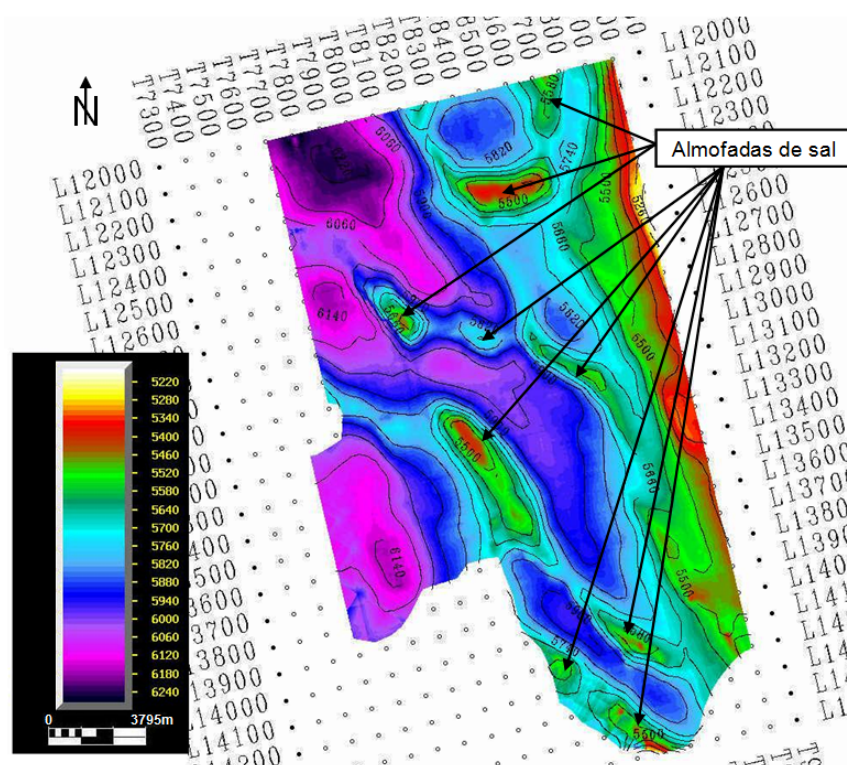


Figura 5.76: Mapa estrutural do Topo do Sal autóctone; escala de cores em tempo (*TWT*).

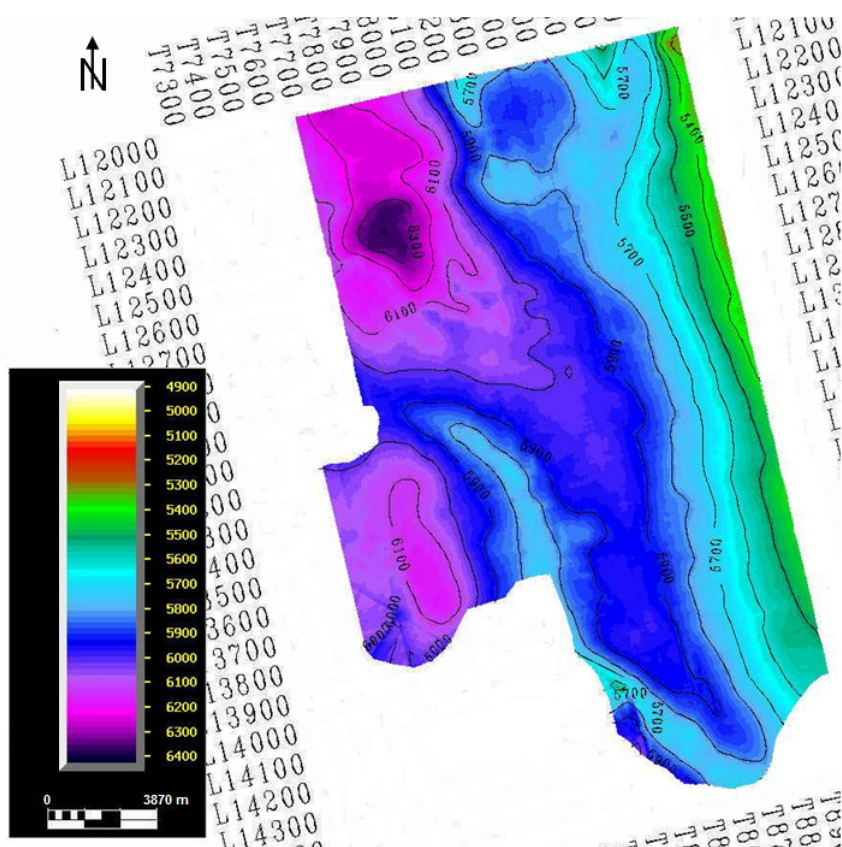


Figura 5.77: Mapa estrutural da Base do Sal autóctone; escala de cores em tempo (*TWT*).

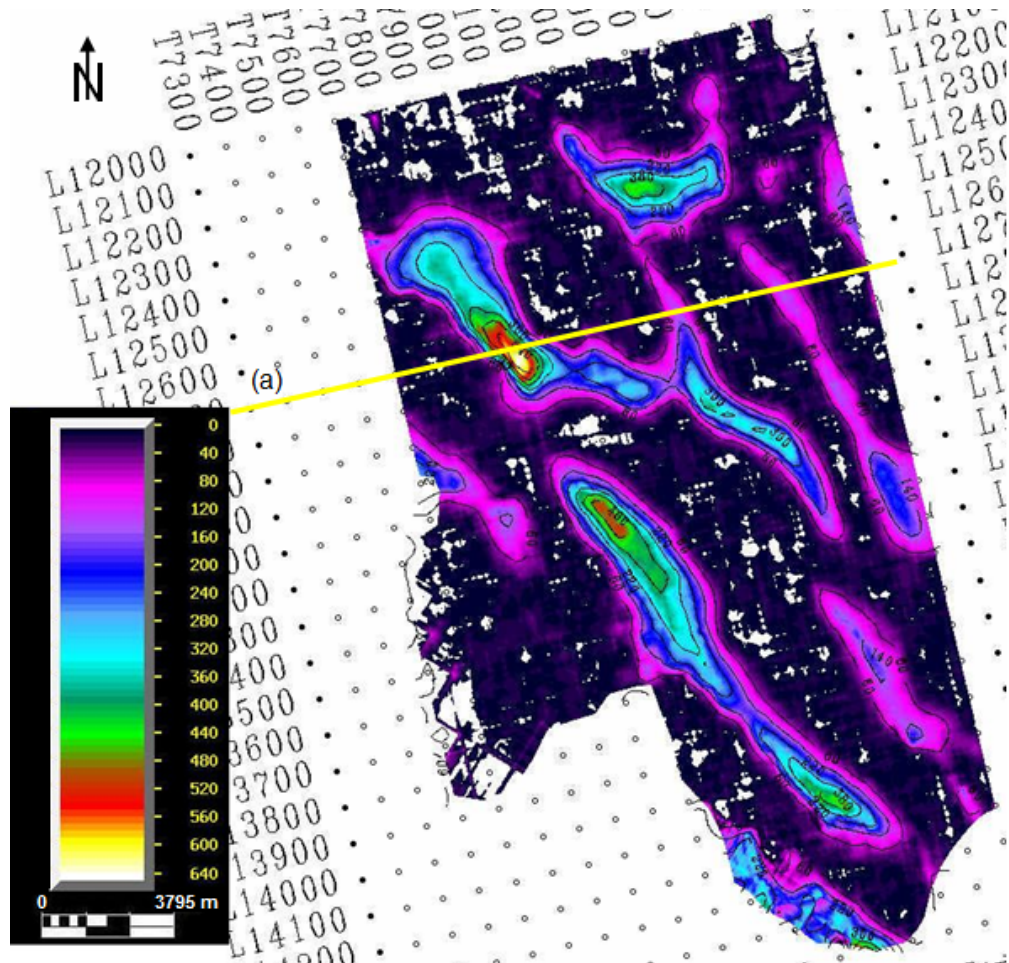


Figura 5.78: Mapa de espessuras do sal autóctone; escala de cores em tempo (*TWT*); (a) localização da linha sísmica da figura 5.80

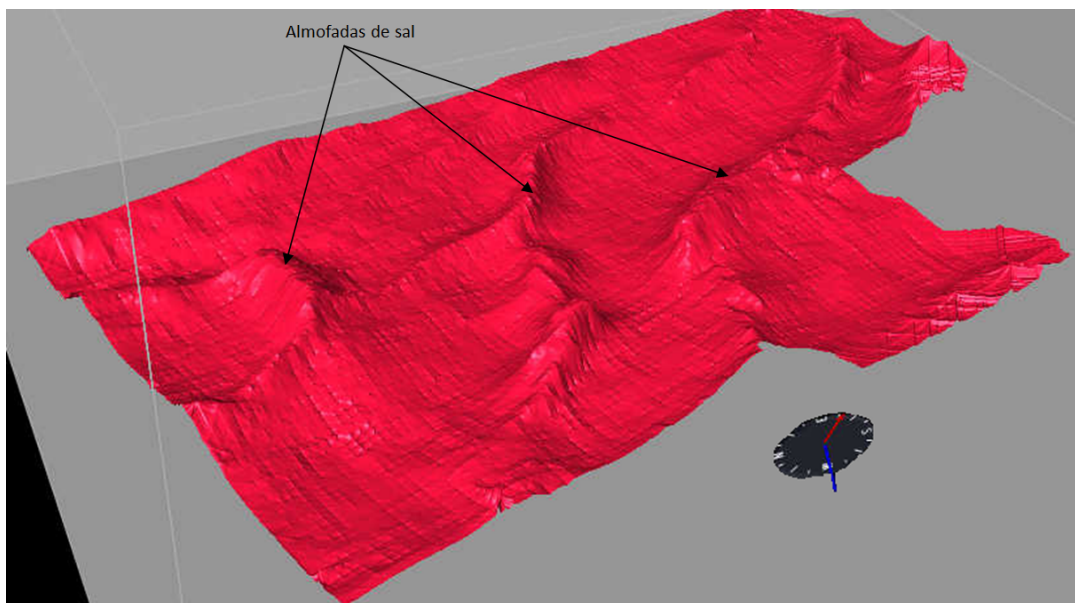


Figura 5.79: Imagem 3D do Topo do Sal, onde é possível ver almofadas de sal.

Na linha sísmica da figura 5.80 evidenciam-se algumas das almofadas de sal que se encontram na zona em estudo.

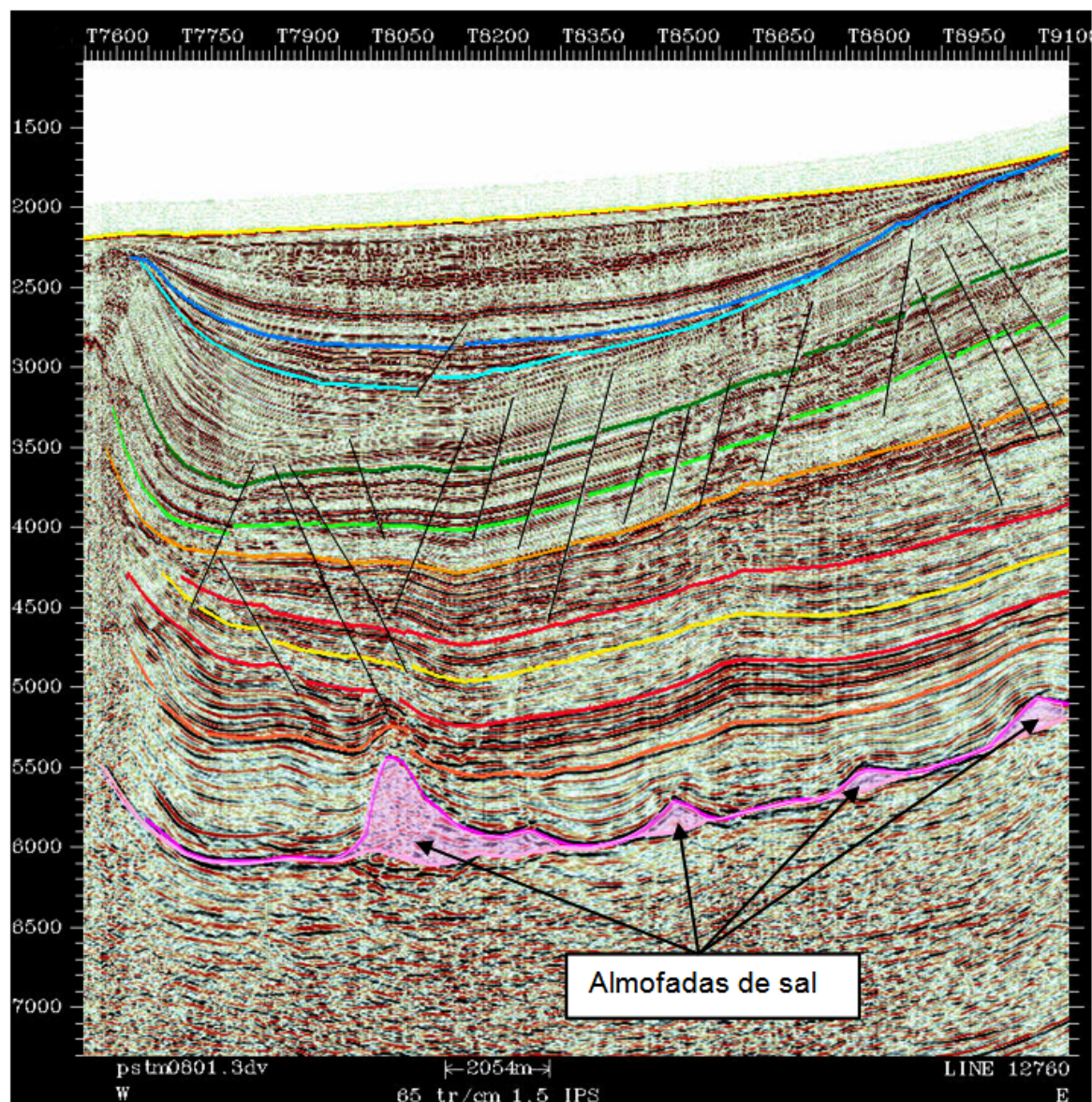


Figura 5.80: Linha sísmica onde se evidenciam almofadas de sal.

Na zona em estudo encontram-se, também estruturas de sal alóctone (figura 5.81). Na figura 5.81 é bem evidente a atenuação do sinal sísmico, que é provocada pelo corpo de sal. Abaixo do corpo de sal é praticamente impossível fazer uma interpretação, com segurança, dos horizontes. Bem como definir o limite inferior do corpo de sal. Nas figuras 5.82 e 5.83 apresenta-se uma linha sísmica onde este problema é bem evidente.

É praticamente impossível reconhecer qualquer tipo de coerência nos reflectores sísmicos por debaixo do sal.

É igualmente muito difícil dizer qual o limite inferior do corpo de sal; neste caso o intérprete tem de escolher, quase de forma arbitrária, uma das várias possibilidades para este limite. Para resolver este problema de forma satisfatória, a melhor ferramenta

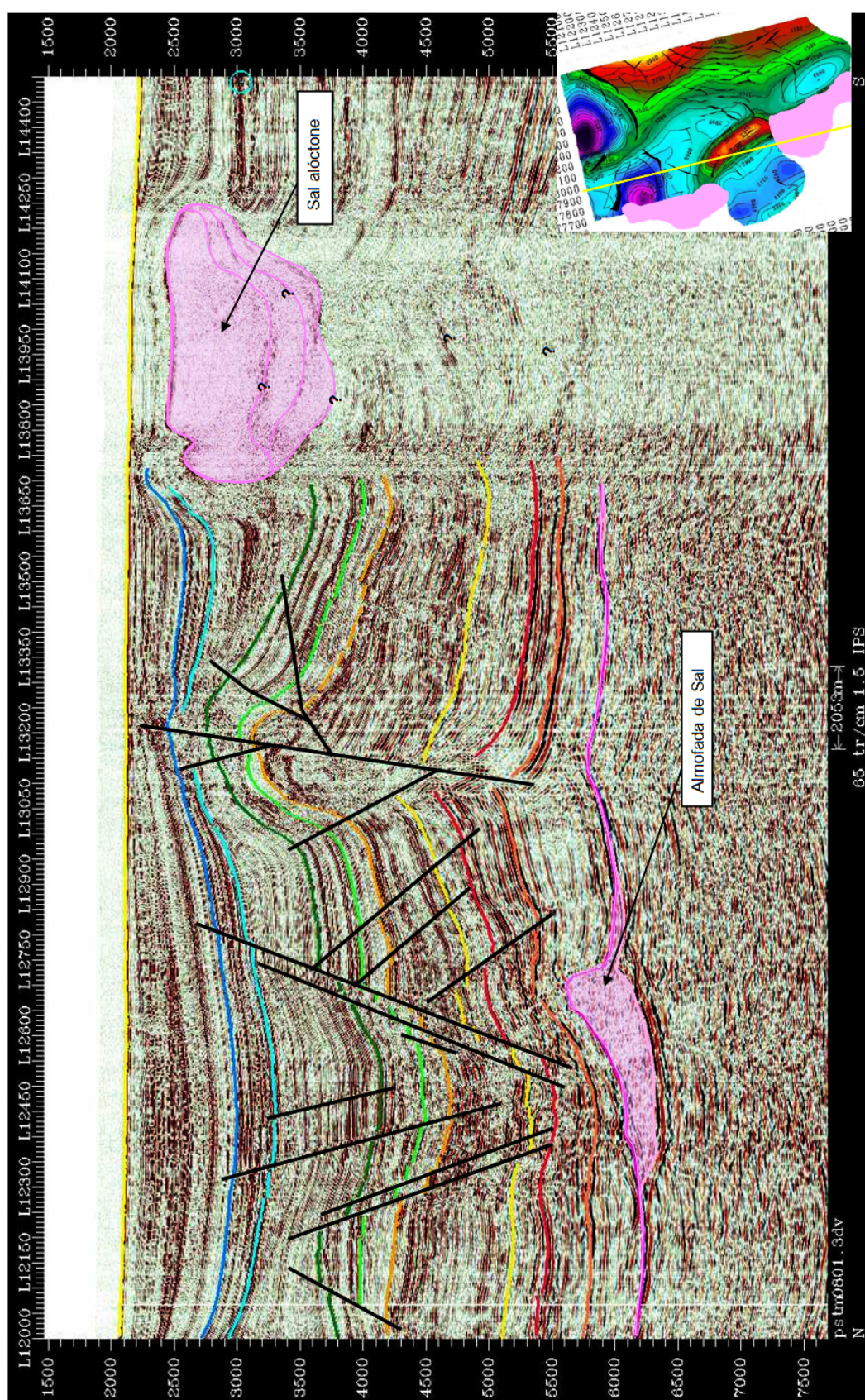


Figura 5.81: Linha sísmica com estrutura de sal alóctone.

do intérprete é a sua experiência. No final, a única forma de ter a certeza de qual o limite inferior destes corpos de sal é furar.

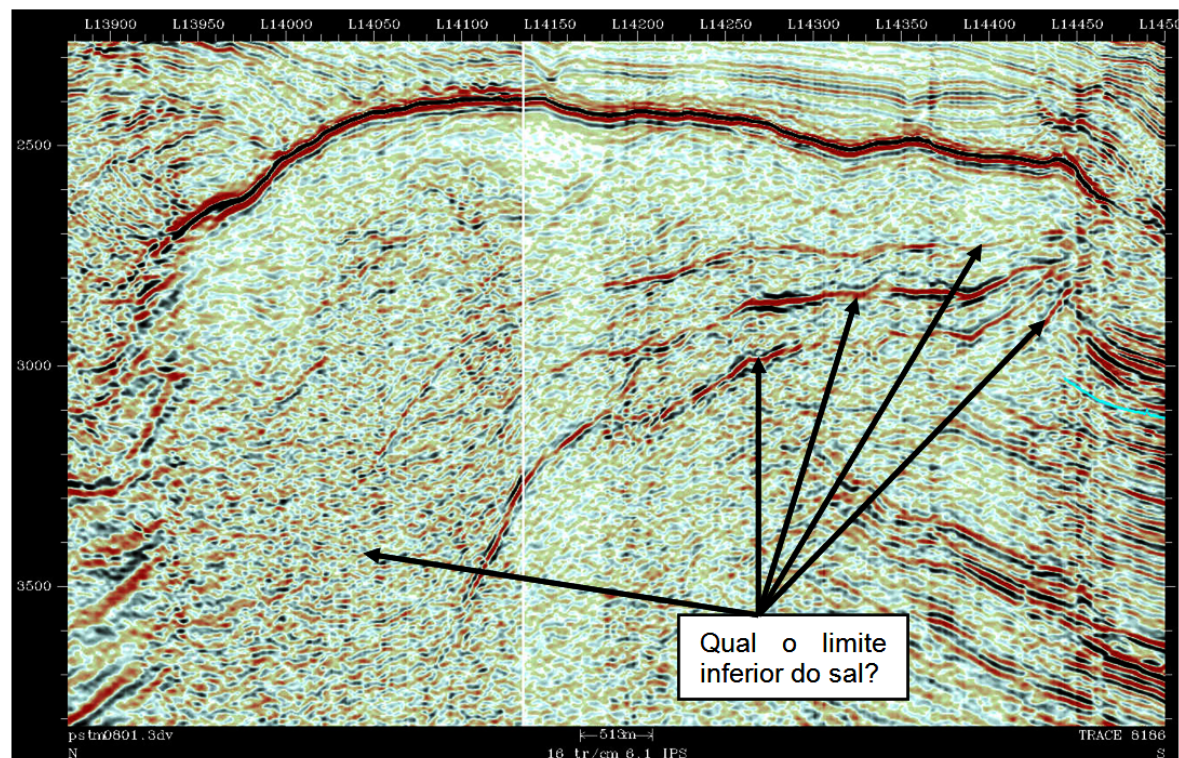


Figura 5.82: Linha sísmica onde se mostra a dificuldade de identificar o limite inferior dos corpos de sal alóctone. Pormenor da linha da figura 5.83.

Esta é uma questão bastante importante, uma vez que muitas vezes é por debaixo destes corpo de sal que se encontram boas armadilhas, com o sal a fazer o papel de rocha selante. A definição errada do limite destes corpos pode fazer com que as dimensões do reservatório, na altura do calculo de volumes, seja sobre ou subvalorizadas, caso o limite seja marcado mais acima ou mais a baixo, respectivamente.

A identificação de diapiros de sal, nesta sísmica, também se torna bastante complicada, devido à indefinição dos reflectores abaixo dos corpos de sal alóctone e nos seus flancos. Na figura 5.84 está bem patente essa dificuldade. Tratar-se-ão de corpos de sal alóctone ou diapiros? Quais os seus limites, tanto inferiores como laterais? Qual a relação entre os estratos e os limites dos corpos de sal? Tratando-se de corpos de sal alóctone existirão reservatórios por debaixo do sal? E junto às suas paredes laterais? Com esta sísmica não é possível responder a estas questões.

Para tentar resolver estas questões propõe-se o reproprocessamento desta sísmica, talvez fazendo uma migração pré-*stack*, ou a aquisição de uma nova sísmica. A esta nova sísmica também teria de ser aplicada uma migração pré-*stack*.

As estruturas de sal alóctone não foram interpretadas como horizontes, uma vez que o programa utilizado não permite essa opção.

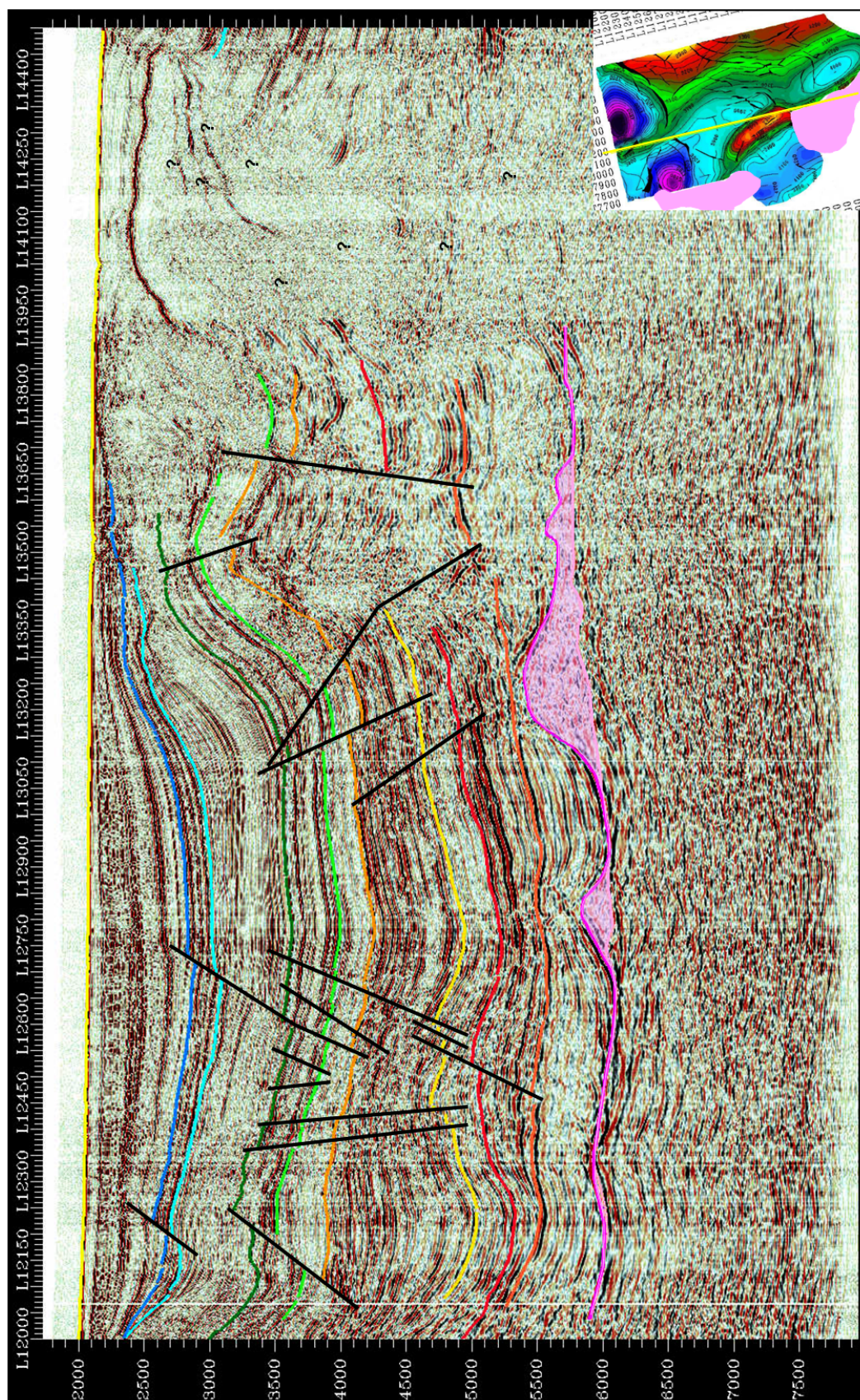


Figura 5.83: Linha sísmica mostrando a dificuldade de interpretar a geologia por debaixo dos corpos de sal alóctone.

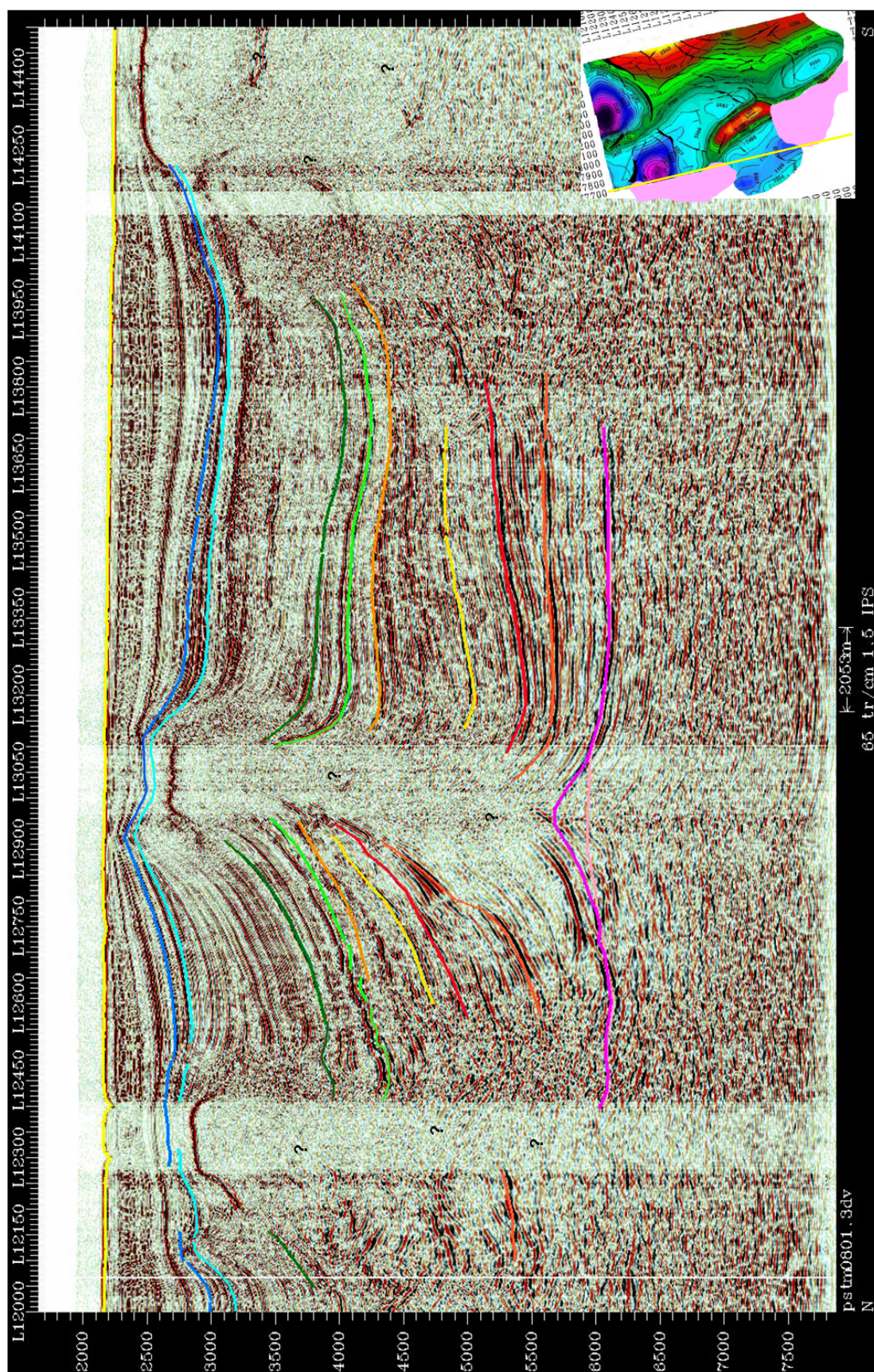


Figura 5.84: Linha sísmica com possíveis diapiros.

5.3.2 Sistema Petrolífero da Área Eva

Após a análise de todos os mapas, de todos os níveis estudados, concluiu-se que a zona do potencial reservatório, proposta aqui apresenta as características de uma armadilha para hidrocarbonetos.

O sistema petrolífero da Área Eva é composto por:

- Rocha Geradora - Corresponde à formação Iabe; esta é a formação geradora a nível regional do pós-sal. É de idade Cretácico superior. Esta é também a formação geradora do poço Tatiana-1.
- Rocha reservatório - Corresponde à Formação Malembo, do Oligo-miocénico. Trata-se de areias de canais. Este é também o tipo de rocha reservatório do poço Tatiana-1.
- O Selo é, uma vez mais, um selo a nível regional. Existe, novamente uma correspondência com o Selo do Poço Tatiana-1.

Em termos de armadilha, trata-se de um anticlinal com falhas inversas que é atravessado por canais. Está-se, portanto na presença de uma armadilha estrutural (anticlinal e falhas inversas) e estratigráfica (canais).

As vias de migração preferenciais são as falhas.

Na figura 5.85 encontra-se um esquema simplificado do sistema petrolífero para a área Eva.

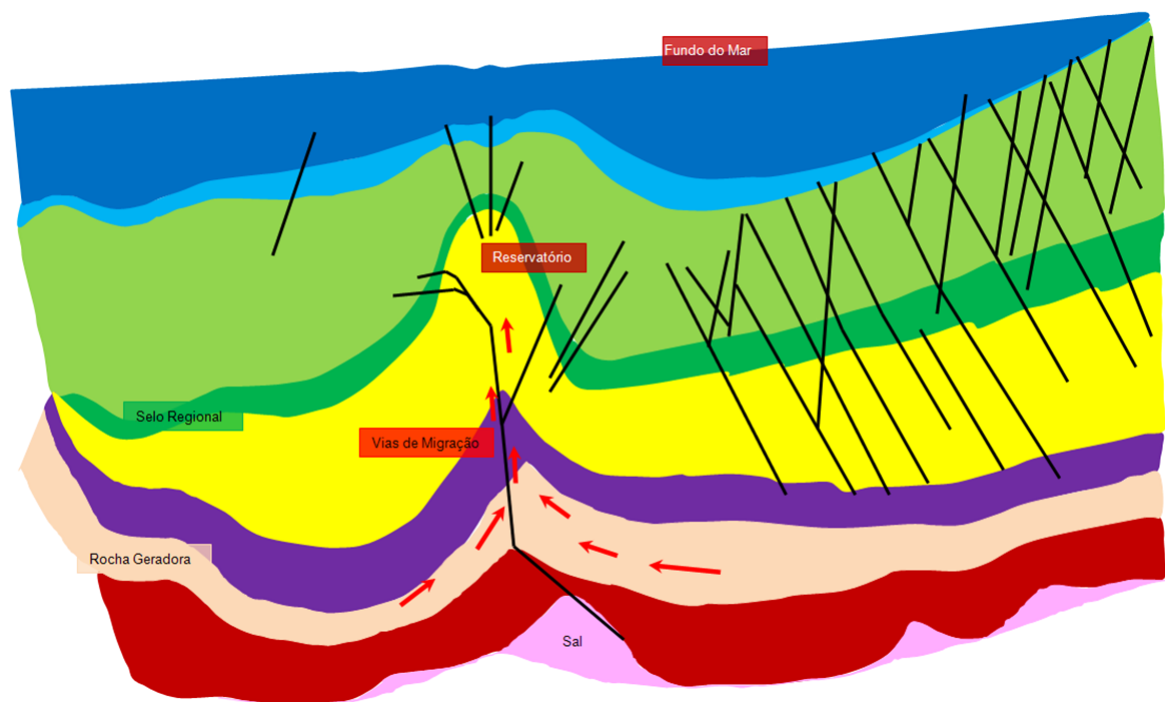


Figura 5.85: Esquema simplificado do sistema petrolífero da Área Eva.

Na figura 5.86 apresenta-se uma linha sísmica composta onde se mostra a correspondência entres alguns dos elementos do sistema petrolífero do poço Tatiana 1 e do sistema petrolífero da Área Eva.

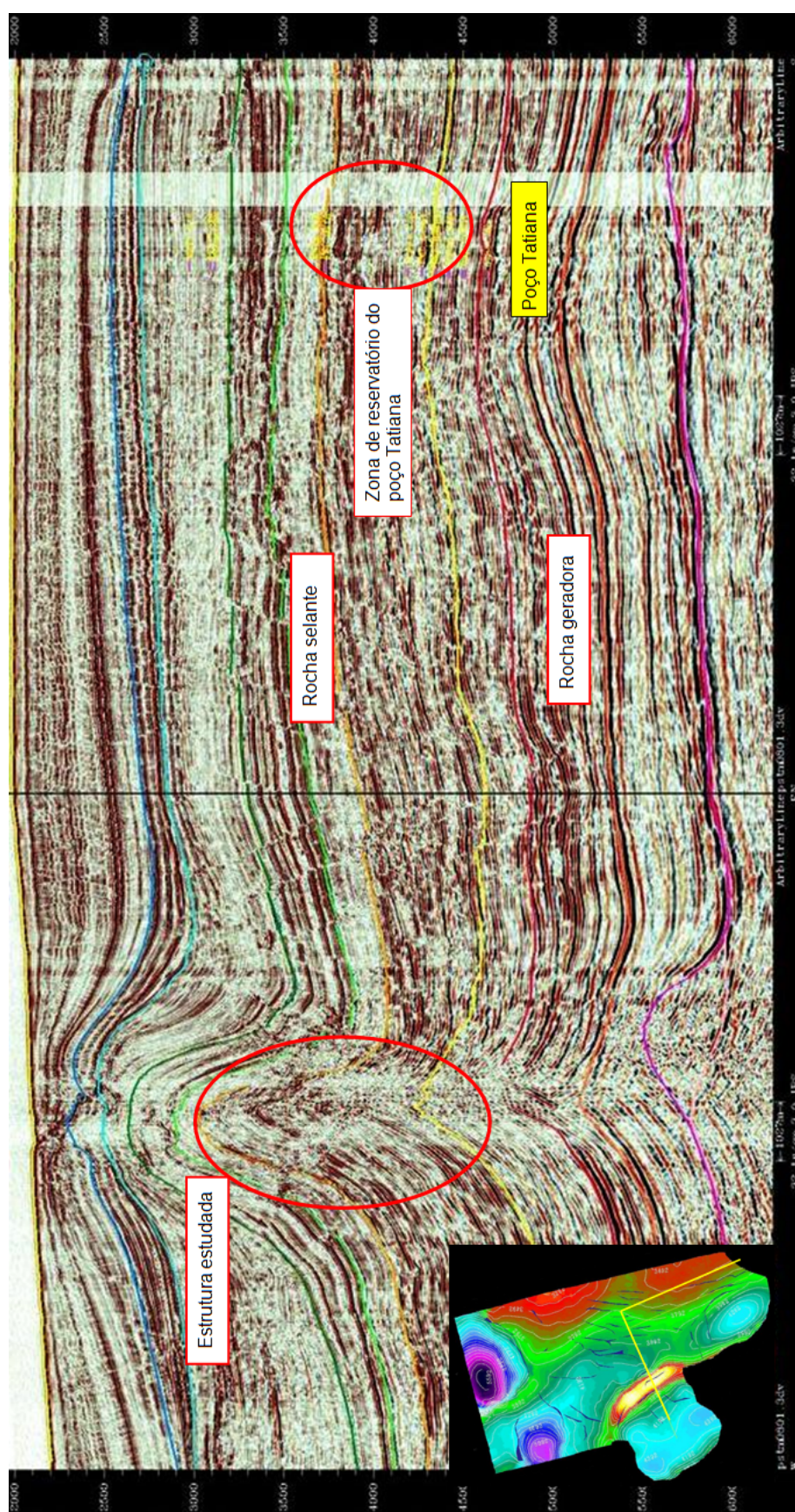


Figura 5.86: Linha sísmica composta onde se mostra a correspondência entre alguns dos elementos do sistema petrolífero do Tatiana 1 e da Área Eva, nomeadamente o reservatório, selo e rocha geradora.

A presença de *pockmarks* na superfície do fundo do mar, na vertical da zona do potencial reservatório, leva a concluir que houve geração de hidrocarbonetos.

5.3.3 Conversão Tempo-Profundidade

Para a conversão tempo-profundidade usou-se o programa *TDQ*[®] da *Landmark*[®]. Este programa calcula o modelo de velocidades, usando a informação da *Time Depth Table* de cada um dos poços que se encontram na área. Esta tabela contém a informação em tempo, em determinadas profundidades medidas ao longo do poço. Com esta informação o programa calcula a velocidade.

O modelo de velocidades assim calculado é de melhor qualidade que o modelo determinado através da sísmica, durante a fase de processamento, já que utiliza velocidades reais calculadas a partir de leituras feitas no poço e não velocidades estimadas. A desvantagem deste modelo, é que o número de poços utilizados dificilmente será maior que o número de amostras usado para o cálculo do modelo de velocidades a partir da sísmica. A quantidade de informação interpolada será necessariamente maior. Outra desvantagem é que o modelo só pode ser calculado até à profundidade máxima dos poços utilizados. Abaixo desta profundidade o programa usa o último pare de valores e extrapola para o resto do modelo.

O procedimento normal é usar a informação dos dois modelos, o calculado a partir das *Time Depth Table* e o calculado pela sísmica. Assim as desvantagens de um modelo são compensadas pelas virtudes do outro. Esta integração de informação é iterativa sendo o modelo aplicado e melhorado várias vezes até se atingir a qualidade desejada ou pelo menos a qualidade possível. Por uma questão de tempo apenas foi calculado o modelo de velocidades a partir das *Time Depth Table*. Na figura 5.87 pode-se ver o modelo utilizado, e na figura 5.88 o mesmo modelo mas com a localização dos poços usados para a sua construção.

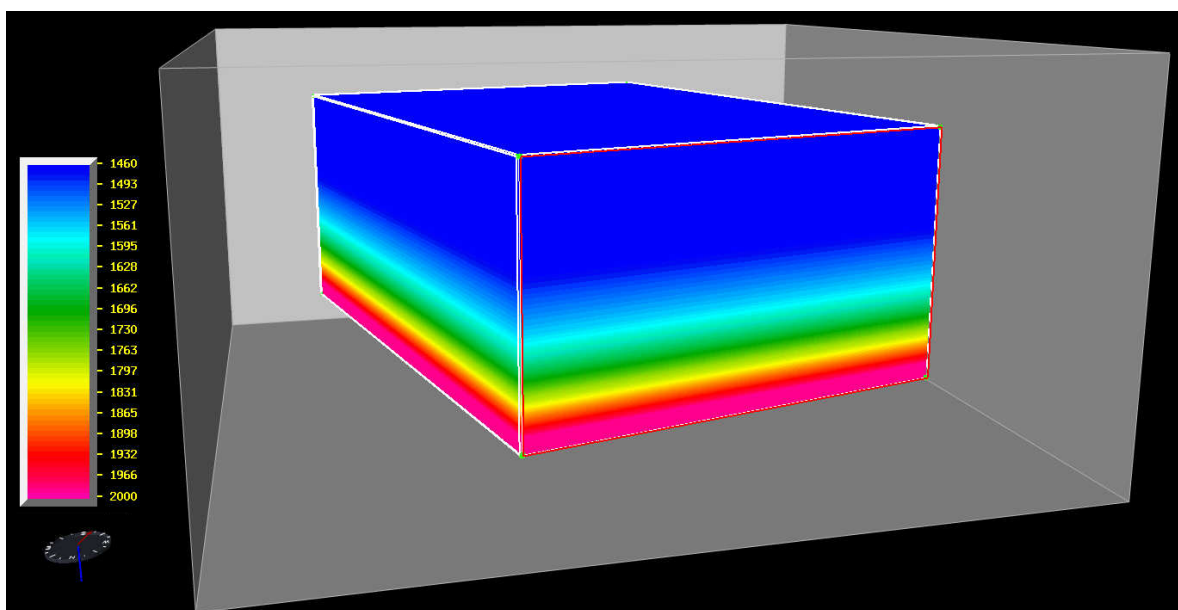


Figura 5.87: Modelo de velocidade calculado para a conversão tempo–profundidade. As cores representam velocidades.

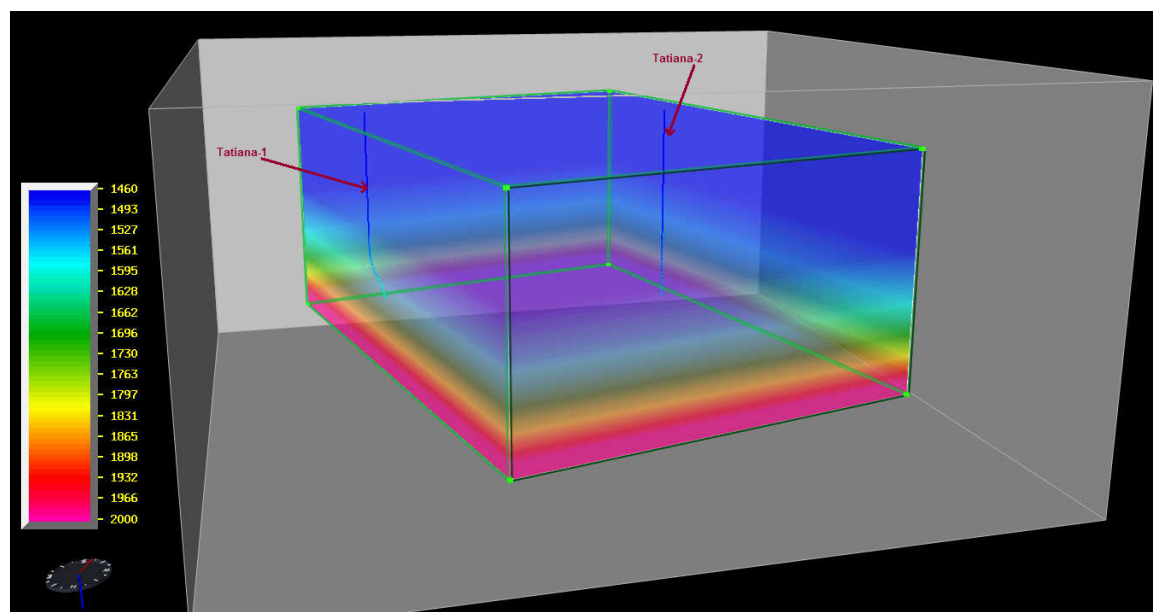


Figura 5.88: Modelo de velocidade calculado para a conversão tempo–profundidade com a localização dos poços usados para o seu cálculo.

Para efectuar um controlo de qualidade da conversão tempo–profundidade foram feitas várias verificações. Através da visualização do modelo (figura 5.87) pode-se verificar que a transição entre as corres (que representam velocidades), é feita de maneira gradual e não brusca, isto é reflexo de uma interpolação de boa qualidade. Pode-se também projectar no modelo de velocidades os horizontes em tempo, para verificar se são ou não abrangidos pelo modelo, figura 5.89.

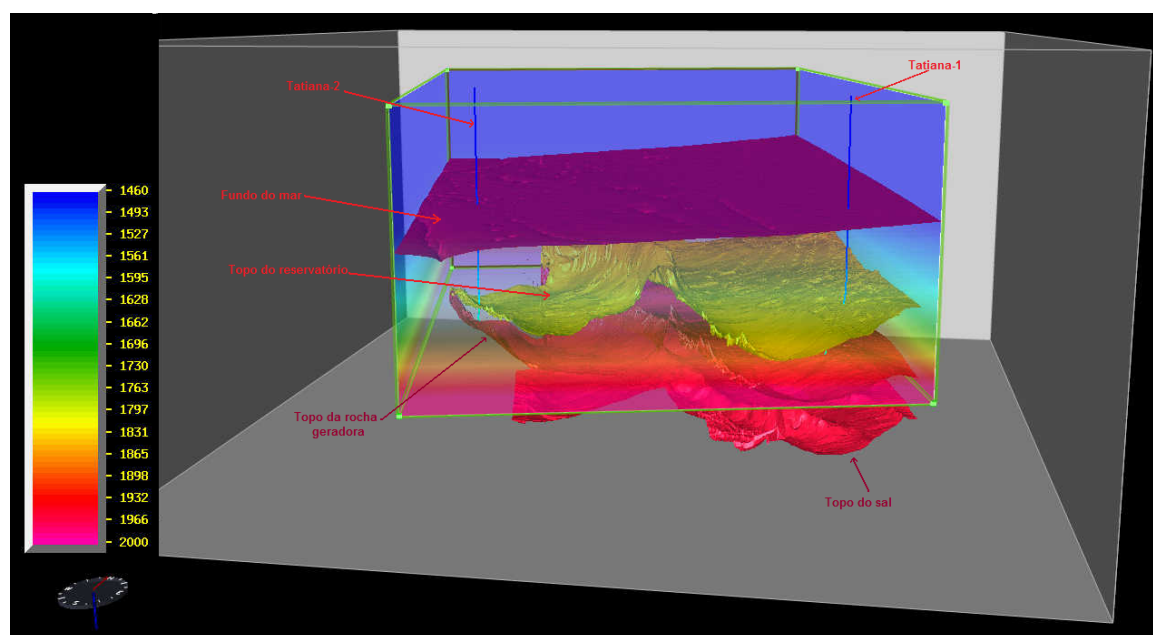


Figura 5.89: Modelo de velocidades com projecção de alguns dos horizontes interpretados em tempo para verificação da qualidade do modelo.

Pela análise da figura 5.89 pode-se verificar que o horizonte Topo do Sal não é abrangido pelo modelo calculado. Nestes casos o programa que efectua a conversão tempo–profundidade usa o último par de valores de velocidade e extrapola até à profundidade necessária, por forma a abranger todos os horizontes.

Pode-se também, comparar os mapas estruturais em tempo e em profundidade e verificar se as estruturas encontradas nos mapas em tempo, ainda estão presentes nos mapas em profundidade. Na figura 5.90 apresenta-se dois mapas estruturais do Topo do Sal, um em tempo (esquerda), o outro em profundidade (direita).

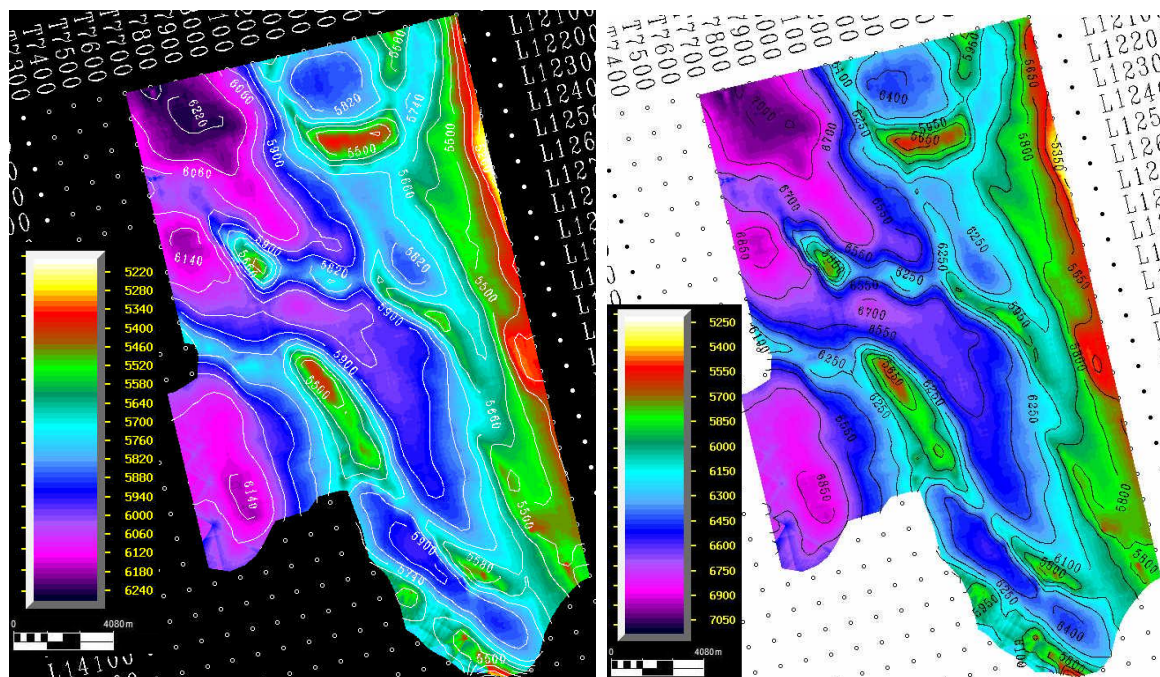


Figura 5.90: Comparação entre os mapas estruturais do Topo do Sal em tempo (esquerda), e em profundidade (direita). Como se pode ver as estruturas continuam presentes no mapa em profundidade, havendo apenas um decréscimo nas suas dimensões.

Pela análise da figura 5.90 pode-se concluir que de facto as estruturas continuam presentes depois da conversão feita, apenas houve uma redução das suas dimensões.

Outra verificação envolve a conversão tempo–profundidade de pelo menos uma linha sísmica e projectar nessa linha os horizontes interpretados, também eles em tempo e verificar se ainda se encontram na mesma posição.

5.3.4 Cálculo do *STOOIP*

De forma a ter uma ideia da quantidade de hidrocarbonetos que se encontram no potencial reservatório, foi feito o cálculo do *STOOIP*.

STOOIP (*Stock Tank Original Oil In Place*) é o volume de óleo que se encontra no reservatório antes do início da sua exploração.

Para o cálculo do *STOOIP* usou-se a formula 5.2:

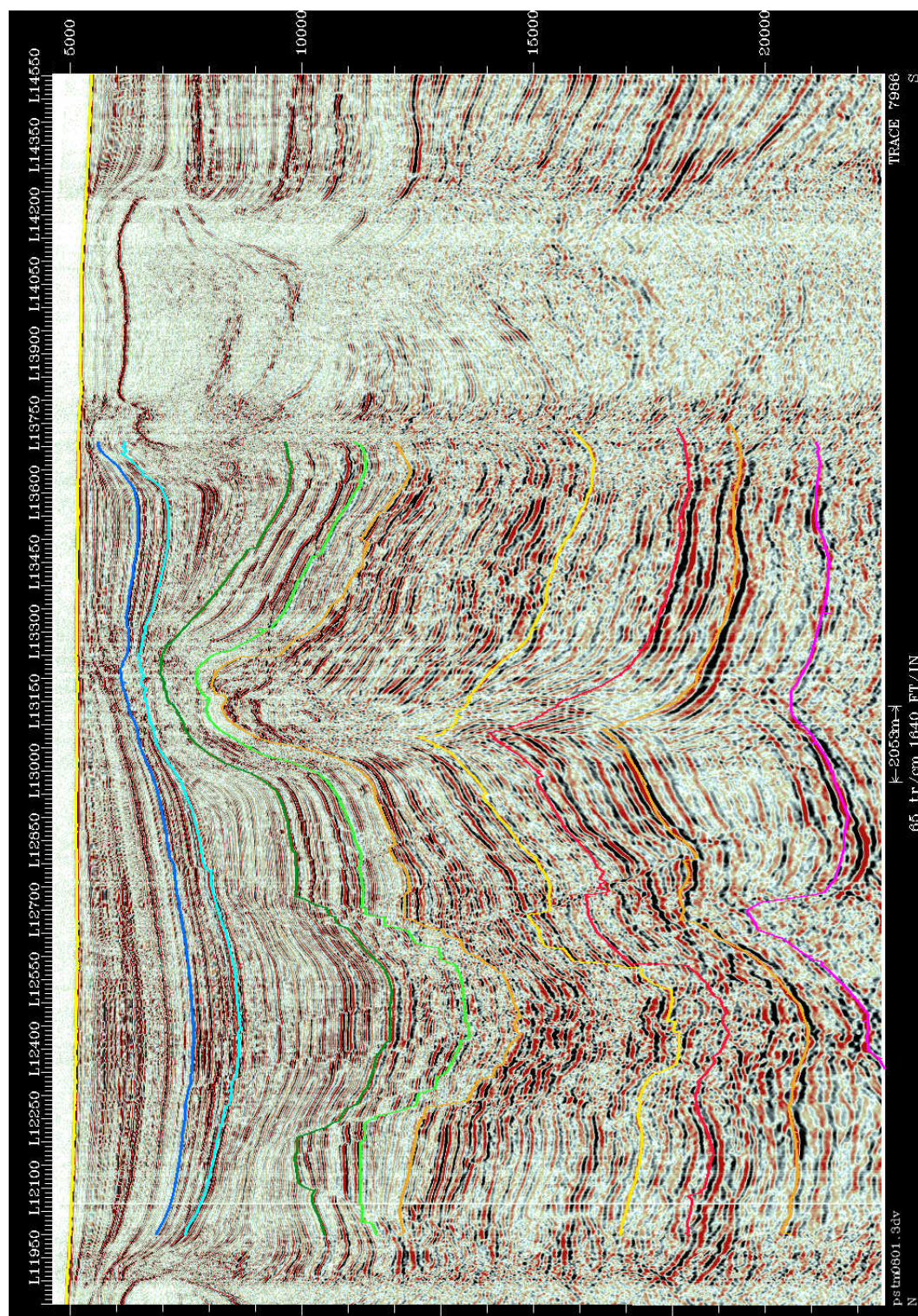


Figura 5.91: Linha sísmica em profundidade com os horizontes projectados para verificação de qualidade da conversão tempo–profundidade, comparar com a secção sísmica em tempo da figura 5.17.

$$STOOIP = \frac{6.289808 \times GRV \times N : G \times (1 - S_w) \times \phi}{FVF} \quad (5.2)$$

onde:

GRV (*Gross Rock Volume*) (m³) - Volume de rocha presente no reservatório, independentemente da sua natureza (areia ou argilas) e conteúdo (ar, água, óleo ou gás), ou seja, toda a rocha entre a base e o topo do reservatório;

N : G (*Net to Gross*) - Razão entre a altura da coluna litológica com qualidade de reservatório, ou seja, a coluna de rocha que pode conter hidrocarbonetos e a altura total de rocha;

S_w (%) - Saturação em água percentagem de água que se encontra nos poros das rochas do reservatório;

φ (%) - Porosidade;

FVF (*Formation Volume Factor*) - Factor adimensional para a alteração de volume de hidrocarbonetos quando se encontra em profundidade, em comparação com as condições à superfície.

O factor 6.289808 serve para converter o resultado de m³ para barris de petróleo.

O valor do *STOOIP* é dado em milhões de barris de petróleo (MMBbls).

Os valores de *N : G*, *φ* e *S_w* foram retirados de relatórios não publicados de resultados dos testes do poço Tatiana-1. Um dos níveis de reservatório do poço Tatiana-1 coincide com o nível de potencial reservatório identificado na área em estudo (ver figura 5.86). Nos relatórios consultados constavam as análises a três amostras retiradas do nível do reservatório do poço Tatiana-1. Foram escolhidos os valores referentes às amostras recolhidas mais perto do topo e da base da formação equivalente ao potencial reservatório da Área Eva. O valor do *FVF* foi retirado da literatura e é um valor médio regional.

Para o cálculo do *GRV* foram delimitadas quatro áreas para o Reservatório Potencial 1 e uma para o Reservatório Potencial 2.

Reservatório Potencial 1

Para o Reservatório Potencial 1 foram definidas quatro áreas denominadas: Área 1, Área 2, Áreas 3 e Área 4. A escolha de cada uma das áreas foi feita tendo em conta o fecho da estrutura e as amplitudes nela contidas. A seguir são apresentados os cálculos para cada uma das áreas.

Área 1

A área 1 foi delimitada tendo em conta o seu conteúdo em amplitudes (figura 5.92b). Na figura 5.92a apresenta-se o seu mapa estrutural para esta área.

Na figura 5.93 apresenta-se o mapa de espessura da Área 1.

Após a definição dos limites da área, esta e o horizonte em profundidade correspondente à espessura do potencial reservatório foram exportados para o programa *Z-Map*®. Este foi o programa utilizado para o cálculo do volume.

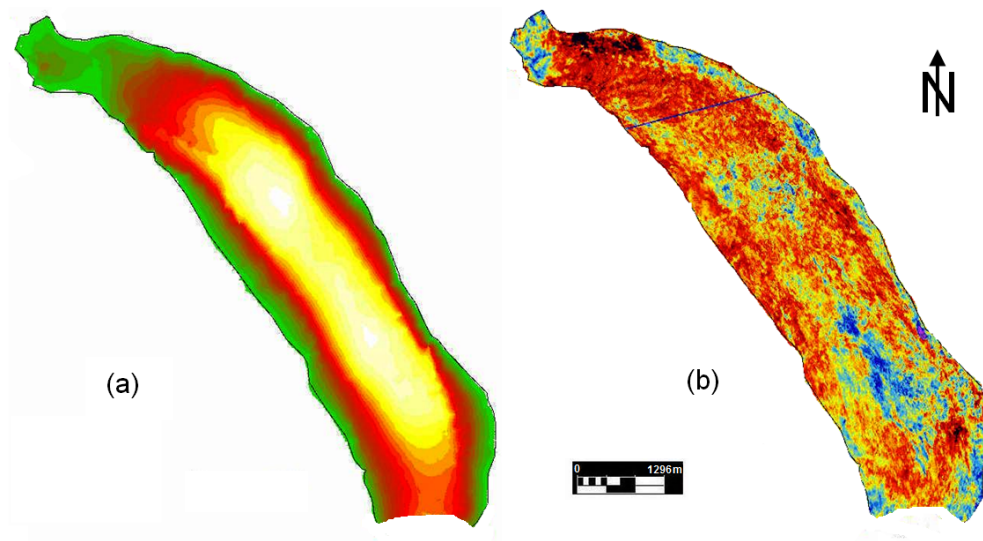


Figura 5.92: (a) Limites estruturais da Área 1 e (b) respectivo conteúdo em amplitudes.

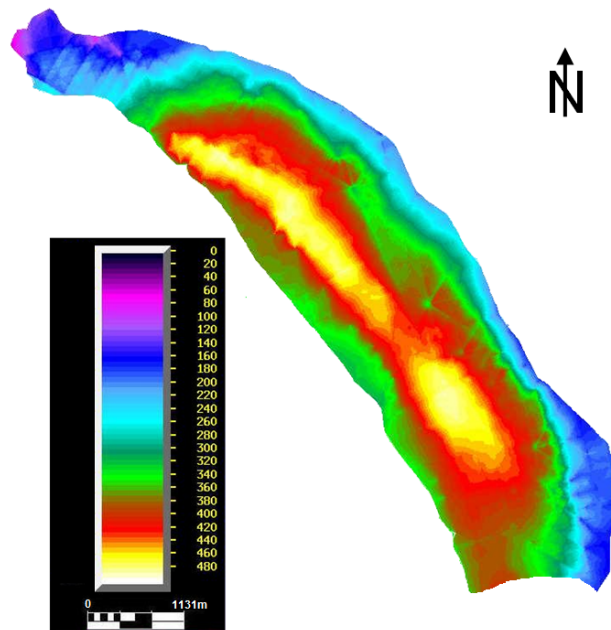


Figura 5.93: Espessuras na Área 1.

O resultado do cálculo de volume desta área foi de $17531214841 \text{ feet}^3$, este volume corresponde ao *GRV*.

Na tabela 5.1 apresentam-se os resultados do cálculo do *STOOIP* para a Área 1.

Tabela 5.1: Resultados do cálculo do *STOOIP* para a Área 1.

Área	$GRV(\text{feet}^3)$	$N : G$	$\phi(\%)$	S_w	FVF	$STOIIP(\text{MMBbls})$
1	17531214841	0,431	0,246	0,174	1,3	210
	17531214841	0,311	0,278	0,137	1,3	179

Área 2

A Área 2 foi definida tendo em conta o fecho máximo da estrutura. Na figura 5.94a mostram-se os limites estruturais da Área 2 e em (b) o seu conteúdo em amplitudes.

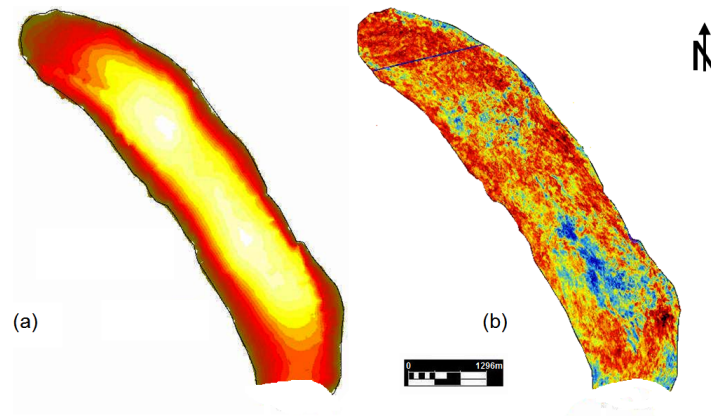


Figura 5.94: (a) Limites estruturais da Área 2 e (b) respectivo conteúdo em amplitudes.

Na figura 5.95 mostra-se a espessura da Área 2.

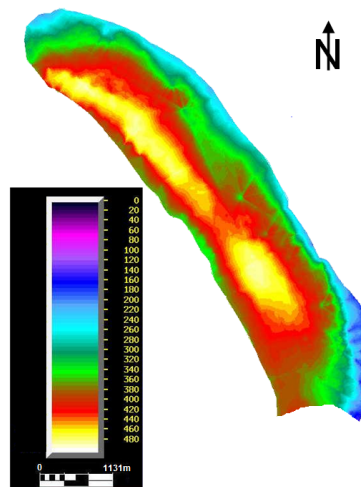


Figura 5.95: Espessuras na Área 2.

O valor do volume calculado no programa *Z-map*[®], para esta área, tem o valor de 14622258105 *feet*³.

Na tabela 5.2 apresentam-se os resultados do *STOOIP* obtidos para a Área 2.

Tabela 5.2: Resultados do cálculo do *STOOIP* para a Área 2.

Área	<i>GRV</i> (<i>feet</i> ³)	<i>N : G</i>	ϕ (%)	<i>S_w</i>	<i>FVF</i>	<i>STOIIP</i> (MMBbls)
2	14622258105	0,431	0,246	0,174	1,3	175
	14622258105	0,311	0,278	0,137	1,3	149

Área 3

A Área 3 foi definida de forma a entrar para o cálculo uma área intermédia entre a Área 2 e a Área 4 (figura 5.96a), na figura 5.96b mostra-se o seu conteúdo em amplitudes.

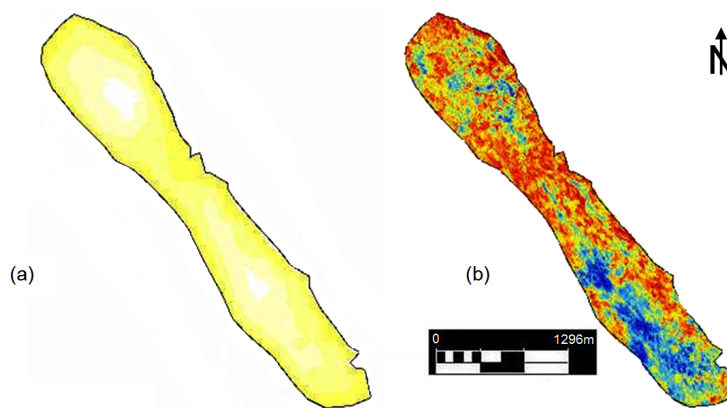


Figura 5.96: (a) Limites estruturais da Área 3 e (b) respectivo conteúdo em amplitudes.

Na figura 5.97 mostra-se a espessura da Área 3.

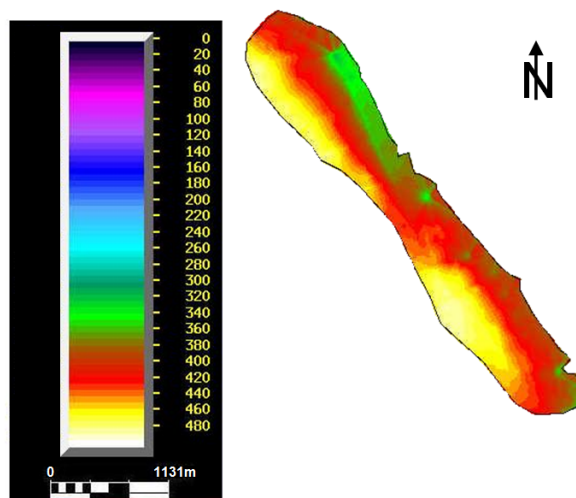


Figura 5.97: Espessuras na Área 3.

O valor do volume calculado para a Área 3 foi de 4307166641 $feet^3$.

Na tabela 5.3 apresentam-se os resultados para a Área 3.

Tabela 5.3: Resultados do cálculo do *STOOIP* para a Área 3.

Área	$GRV(feet^3)$	$N : G$	$\phi(\%)$	S_w	FVF	$STOIIP(MMBbls)$
3	4307166641	0,431	0,246	0,174	1,3	52
	4307166641	0,311	0,278	0,137	1,3	44

Área 4

A Área 4 foi delimitada tendo em conta o conteúdo em amplitudes e sendo aquela que melhor acompanha os limites do *flat event* “candidato” a *flat spot*, resultando a área da figura 5.98(a). Esta área foi delimitada de forma a também eliminar, do cálculo, a zona de baixas amplitudes que se pode ver a sul na Área 3 (figura 5.96b). Na figura 5.98b apresenta-se o seu conteúdo em amplitudes e na figura 5.99 a sua espessura.

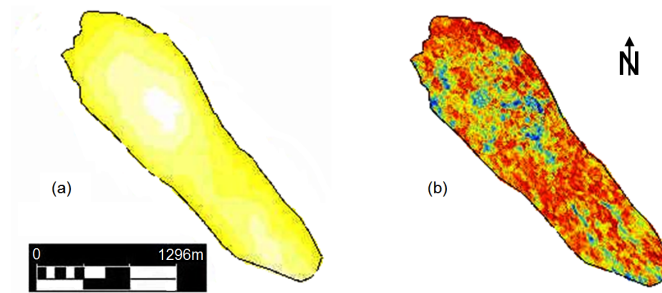


Figura 5.98: (a) Limites estruturais da Área 4 e (b) respectivo conteúdo em amplitudes.

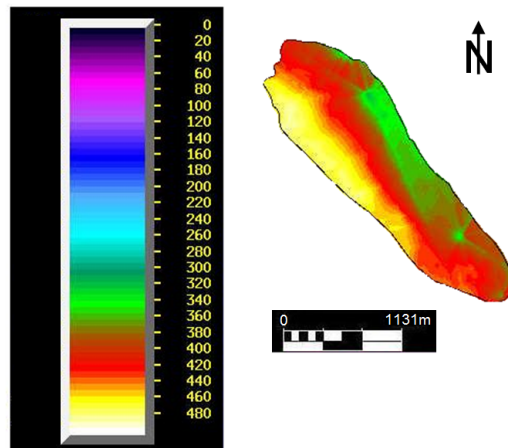


Figura 5.99: Espessuras na Área 4.

O valor do volume calculado para a Área 4 foi de 1308333632 $feet^3$.

Na tabela 5.4 apresentam-se os resultados do cálculo do *STOOIP* para a Área 4.

Tabela 5.4: Resultados do cálculo do *STOOIP* para a Área 4.

Área	$GRV(feet^3)$	$N : G$	$\phi(\%)$	S_w	FVF	$STOIIP(MMBbls)$
4	1308333632	0,431	0,246	0,174	1,3	16
	1308333632	0,311	0,278	0,137	1,3	13

Uma vez que, nas figuras anteriores não dá para ter uma noção do tamanho relativo das diferentes áreas usadas nos cálculos, na figura 5.100 mostra-se o mapa estrutural do RP_1 com as referidas áreas. Nas figuras 5.101 e 5.102 mostram-se as mesmas áreas do RP_1 no mapa de amplitudes e espessuras, respectivamente.

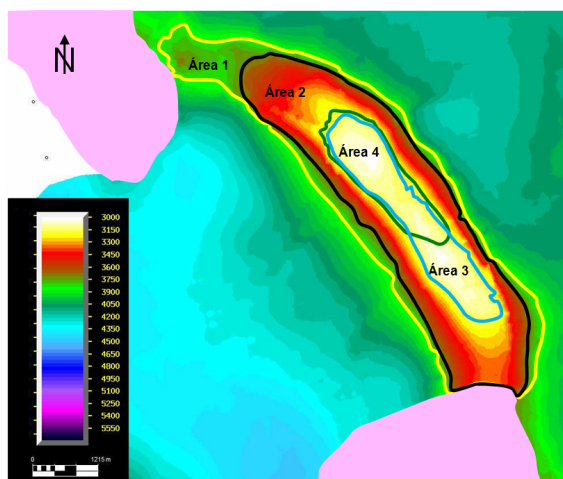


Figura 5.100: Mapa estrutural com as áreas para o Reservatório Potencial 1. Legenda: () Área 1, () Área 2, () Área 3, () Área 4.

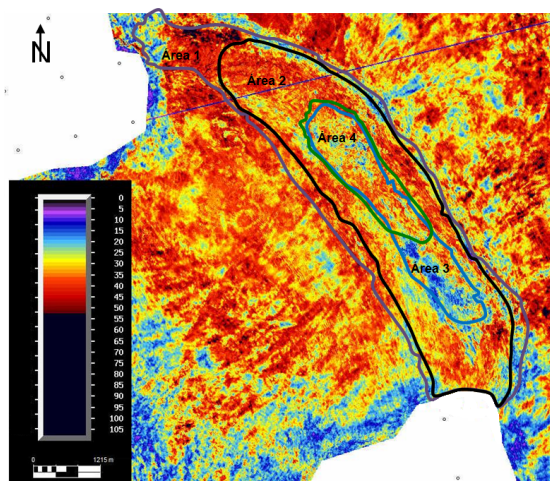


Figura 5.101: Mapa de amplitudes com as áreas para o Reservatório Potencial 1. Legenda: () Área 1, () Área 2, () Área 3, () Área 4.

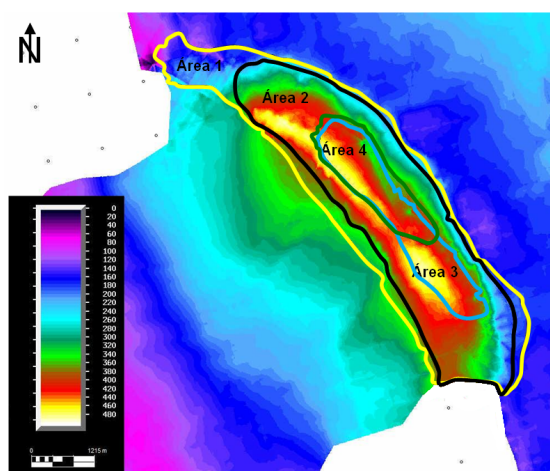


Figura 5.102: Mapa de espessuras com as áreas para o Reservatório Potencial 1. Legenda ver figura 5.100

Na tabela 5.5 apresenta-se um resumo dos resultados obtidos para o RP_1 .

Tabela 5.5: Resumo dos resultados do *STOOIP* para o Reservatório Potencial 1.

	P ₁₀	P ₅₀	P ₉₀
STOOIP(MMBbls)	210	105	13

Reservatório Potencial 2

Para o Reservatório Potencial 2 apenas foi efectuado o cálculo do *STOOIP* para uma área (Área 5) pois o conteúdo em altas amplitudes deste potencial reservatório é bastante baixo, como foi descrito acima, ver secção 5.3.1-*Reservatório Potencial 2*.

Os limites da área (figura 5.103a) foram traçados tendo em conta as amplitudes (figura 5.103b).

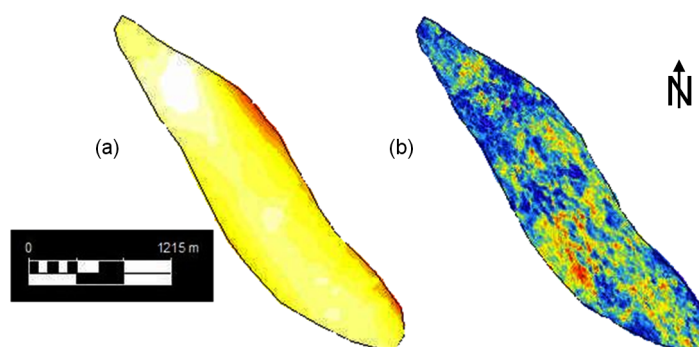


Figura 5.103: (a) Limites estruturais da Área 5 e (b) respectivo conteúdo em amplitudes.

Na figura 5.104 mostra-se a espessura da Área 5.

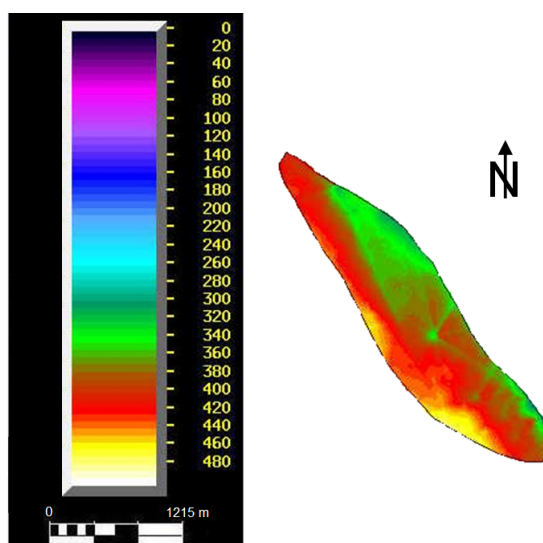


Figura 5.104: Espessuras na Área 5.

O valor do volume calculado para a Área 5 foi de 2869478954 $feet^3$.

Tabela 5.6: Resultados do cálculo do *STOOIP* para a Área 5.

Área	$GRV(feet^3)$	$N : G$	$\phi(\%)$	S_w	FVF	$STOIIP(MMBbls)$
5	2899478954	0,431	0,246	0,174	1,3	35
	2899478954	0,311	0,278	0,137	1,3	30

Na tabela 5.6 apresentam-se os resultados para a Área 5.

Na tabela 5.7 apresenta-se um resumo dos resultados do cálculo do *STOOIP* para o RP₂.

Tabela 5.7: Resumo dos resultados do *STOOIP* para o Reservatório Potencial 2.

	P ₁₀	P ₅₀	P ₉₀
$STOOIP(MMBbls)$	35	32	30

Na tabela 5.8 apresenta-se os resultados combinados do *STOOIP* para os dois reservatórios.

Tabela 5.8: Resumo dos resultados combinado do *STOOIP* para os Reservatórios Potenciais.

	P ₁₀	P ₅₀	P ₉₀
$STOOIP(MMBbls)$	245	137	43

5.3.5 Análise de Risco

Análise de risco é uma técnica que permite identificar e reconhecer factores que podem por em risco o sucesso de um projecto. Identificar medidas preventivas para redução de probabilidade de ocorrência de situações de risco, bem como medidas de correcção para o caso de não se conseguir evitar algum dos riscos identificados anteriormente.

A análise de risco efectuada (tabela 5.9) levou em conta a probabilidade de existência de cada um dos elementos que compõem o sistema petrolífero (ver secção 3.2) e o impacto que teria no seu funcionamento. O Impacto “mede” o efeito na inexistência de cada um dos elementos do sistema petrolífero. Quando o impacto é alto, quer dizer que sem esse elemento não estão reunidas as condições para o desenvolvimento de um sistema petrolífero (tabela 5.9). A Probabilidade classifica a hipótese de existência de cada um dos elementos do sistema petrolífero. Uma Probabilidade alta significa que existe uma probabilidade elevada de esse elemento estar presente (tabela 5.9). O Risco quantifica a viabilidade do sistema petrolífero tendo em conta a avaliação feita (impacto e probabilidade) a cada um dos seus elementos.

Como foi descrito na secção 3.2, a Rocha Geradora é o único elemento cuja falta não pode ser compensada pela natureza. Logo a sua falta representa um impacto alto para o sistema petrolífero, assim como no caso da Rocha Reservatório. Em relação ao Selo não é necessária uma rocha com as características ideais para os hidrocarbonetos fiquem retidos no reservatório, pelo que o risco foi classificado como moderado. A falta de uma armadilha tem um impacto alto uma vez que sem ela é impossível ter uma acumulação

Tabela 5.9: Análise de risco.

No.	Factor	Descrição	Impacto	Probabilidade	Risco
1	Rocha geradora	Rocha geradora testada no poço Tatiana-1, pertence ao pós-sal e corresponde à Formação Iabe	Alto	Alta	Baixo
2	Reservatório	Rocha reservatório testada no poço Tatiana-1, de idade oligocénica pertencentes à Formação Malembo	Alto	Moderada	Moderado
3	Selo	O selo é um selo regional também testado no poço Tatiana-1	Moderado	baixa	Moderado a alto
4	Armadilha	A armadilha é do tipo estrutural/estratigráfico e corresponde a um anticlinal com falha inversa que é atravessado por canais.	Alto	Moderada	Moderado
5	Vias de migração	As principais vias de migração são falhas.	Moderado	Moderada	Baixo

económica de hidrocarbonetos. As vias de migração podem ser tão variadas que, a não identificação de vias de migração clássicas (falhas, janelas na camada de sal, etc.) não tem grande impacto no sistema petrolífero, pois existem outras vias de migração não tão óbvias e/ou visíveis na sísmica.

Na área de estudo a probabilidade de existência da rocha geradora é alta, a Formação 5 apresenta todas as características de rocha geradora, e corresponde ao mesmo nível da rocha geradora do poço Tatiana 1. A segmentação e pequenas dimensões do reservatório faz com que a sua probabilidade de existência seja apenas moderada. Ao selo foi dada, uma probabilidade de existência baixa devido à grande quantidade de falhas que o atravessam. As preocupações quanto ao reservatório e selo levam a que a probabilidade da existência de uma armadilha seja também ela moderada. Quanto às vias de migração, foi dada uma probabilidade moderada.

Da análise da tabela 5.9 conclui-se que os factores de risco mais elevado são a capacidade da rocha reservatório, selo e competência da armadilha. No caso da rocha reservatório o risco tem a haver com a possível segmentação e dimensões reduzidas do possível reservatório. No que diz respeito ao selo, as dúvidas prendem-se com o facto deste se apresentar bastante falhado, o que pode comprometer a sua efectividade como rocha selante. A possível segmentação, reduzidas dimensões do possível reservatório, bem como as dúvidas quanto à competência do selo fazem com que a armadilha possa não ser capaz de aprisionar hidrocarbonetos, sendo o risco, para este elemento, classi-

ficado como moderado. Todas estas questões só poderão ser respondidas com recurso a um poço de exploração.

5.4 Proposta de Localização Preliminar do Poço Alice

Para tentar responder a algumas questões sobre a qualidade de cada um dos elementos do sistema petrolífero da Área Eva, propõe-se a perfuração de um poço de exploratório. As informações recolhidas, durante a execução e após a execução, durante a fase de testes, podem ser usadas para responder a algumas dúvidas que surgiram durante a fase de interpretação. As respostas a essas perguntas vão permitir, se for caso disso, uma reinterpretação e/ou interpretação de novos horizontes com maior segurança.

Nas figuras 5.105, 5.106 e 5.107 mostra-se a localização preliminar do poço Alice em relação às áreas usadas para o cálculo do *STOOIP* do Reservatório Potencial 1 e Reservatório Potencial 2, nos mapas estruturais, de amplitudes e de espessuras, respectivamente.

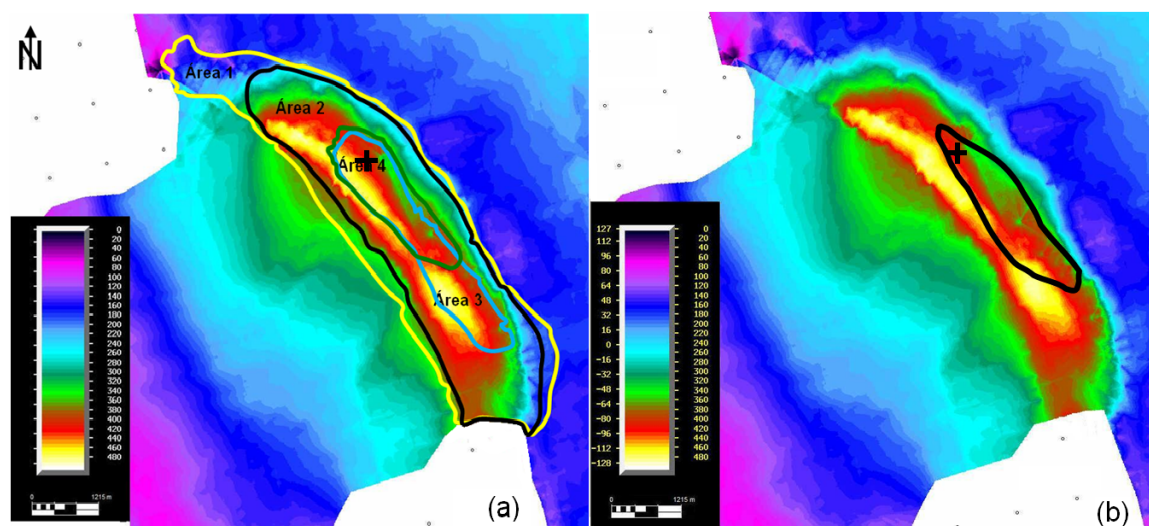


Figura 5.105: Localização preliminar do poço Alice no mapa de espessura: (a) do Reservatório Potencial 1; (b) do Reservatório Potencial 2.

Para o trajecto do poço optou-se por uma trajectória vertical (figura 5.108).

A simplicidade da trajectória escolhida deve-se a este ser um poço de pesquisa, ao elevado preço das plataformas de perfuração, à menor probabilidade de problemas técnicos aquando da furação, e ao menor tempo de execução.

Este poço tem como objectivos: (1) verificar o estado de maturação da rocha geradora, a sua capacidade de geração e competência para expelir o óleo gerado, e a sua porosidade; (2) conferir a estruturação do reservatório, identificar as falhas que o seccionam, qual a natureza do seu preenchimento, caso exista e, de uma forma geral, tentar perceber qual a contribuição destas falhas na dinâmica interna dos reservatórios; (3) testar a competência da formação selo e a influência das falhas, identificadas na sísmica, na capacidade de selo desta formação; (4) verificar a natureza das rochas que compõem o reservatório e desta forma definir as zonas com areias.

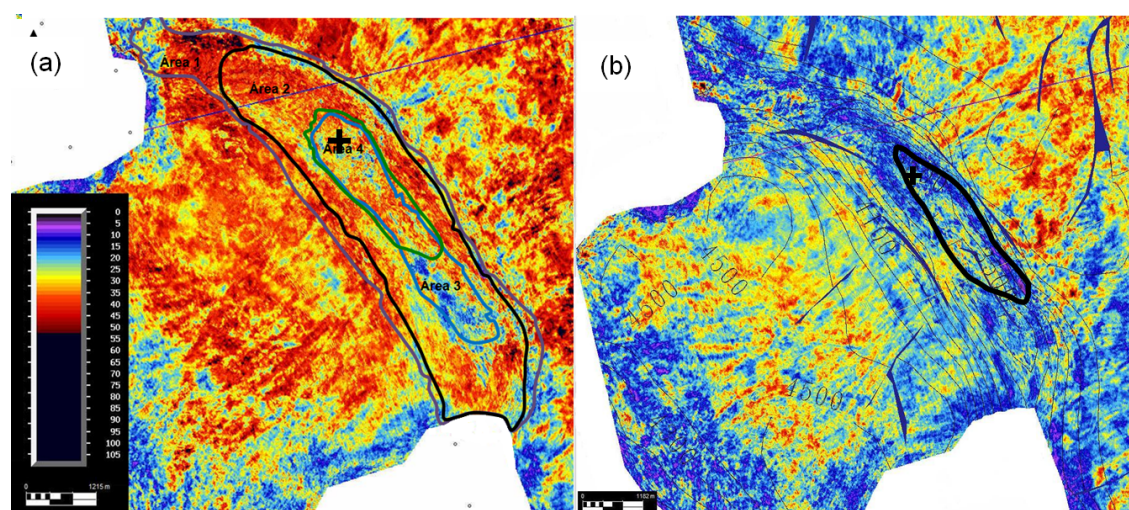


Figura 5.106: Localização preliminar do poço Alice no mapa de amplitudes (a) do Reservatório Potencial 1; (b) do Reservatório Potencial 2.

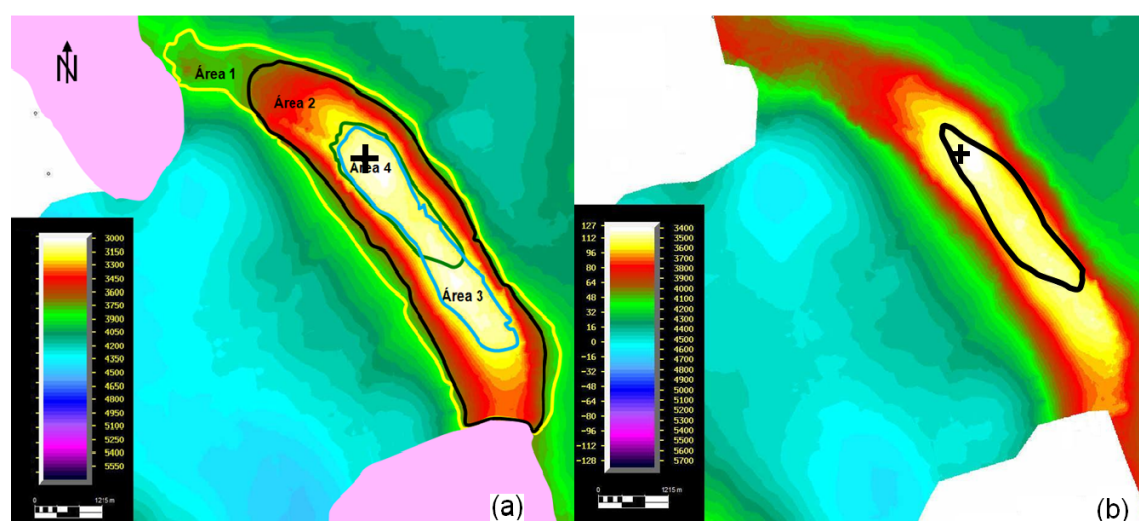


Figura 5.107: Localização preliminar do poço Alice no mapa estrutural: (a) do Reservatório Potencial 1; (b) do Reservatório Potencial 2.

Os perfis gerados neste poço servirão, também para calibrar a sísmica de forma a melhorar a sua interpretação.

Dos testemunhos retirados para testes laboratoriais retira-se informações sobre as características físicas e químicas dos diferentes elementos do sistema petrolífero. Podem ser retirados parâmetros como os utilizados para o cálculo do *STOOIP* por forma a fazer um cálculo mais preciso das reservas.

No caso de se encontrar óleo serão recolhidas amostras para testes químicos. Serão também efectuados testes ao poço para determinar o fluxo de óleo e a cadencia de produção.

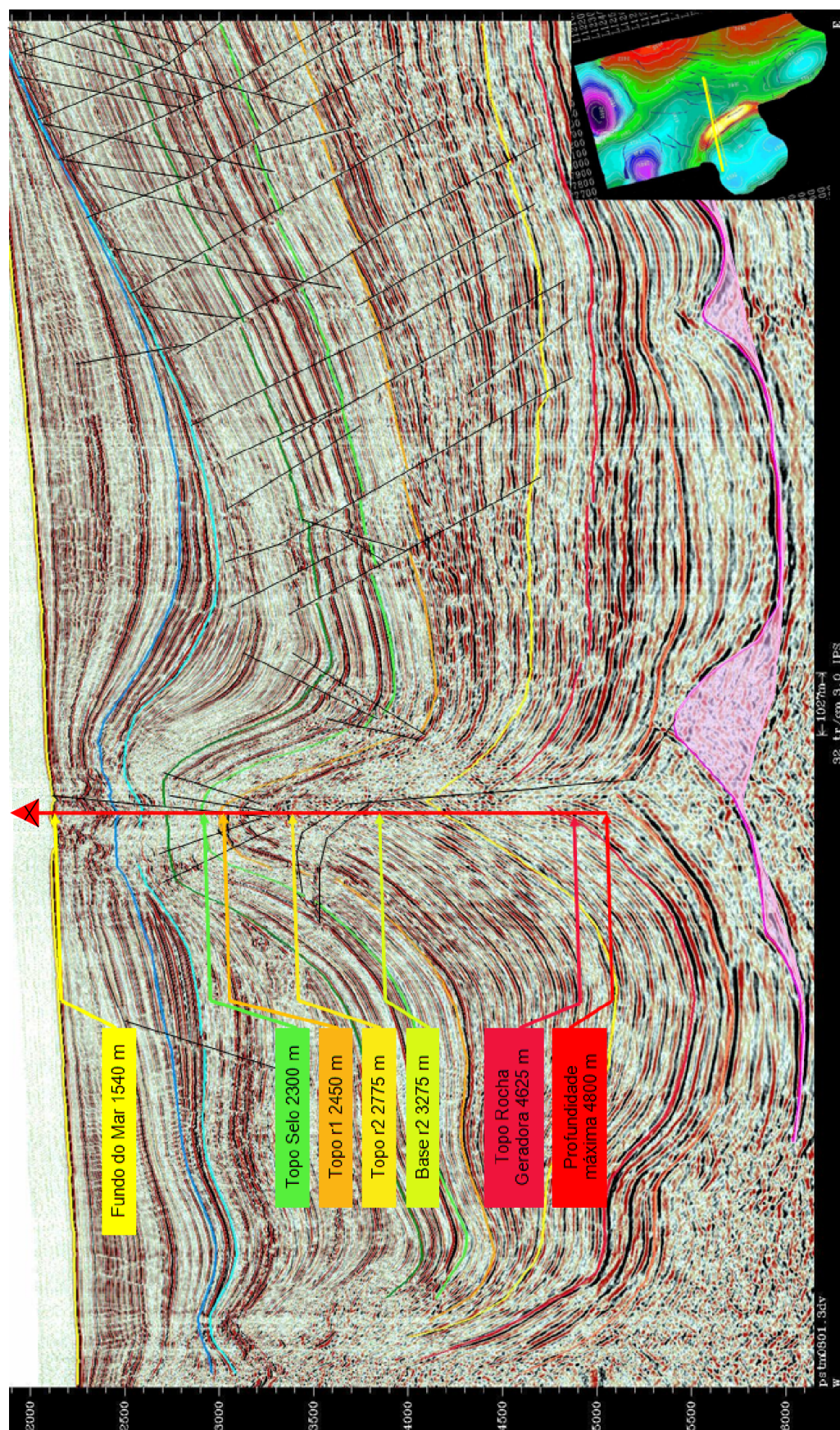


Figura 5.108: Linha sísmica com localização do poço Alice e profundidades aproximadas dos horizontes interpretados.

Capítulo 6

Conclusões

Na zona de estudo foi identificada uma estrutura com características de reservatório, trata-se de um anticlinal atravessado por canais. A zona de possível reservatório que foi interpretada no início, foi dividida em três zonas de igual espessura. Destes três novos possíveis reservatórios apenas foram considerados dois para o cálculo de volumes, a exclusão do Reservatório Potencial 3 deveu-se ao seu fraco conteúdo em altas amplitudes. Foram interpretados dois conjuntos de canais, em níveis estratigráficos diferentes, que atravessam o reservatório. Foram identificados dois *flat events*, mas não foi possível confirmar a sua natureza. A zona do possível reservatório encontra-se bastante segmentada; esta segmentação é tanto estrutural, com a presença de várias falhas, como estratigráfica, com a interpretação de diversos canais. Para uma melhor compreensão da dinâmica entre os vários segmentos do reservatório recomenda-se para uma fase posterior uma interpretação de pormenor com auxílio dos resultados do poço Alice.

Após a identificação de uma zona reservatório potencial procurou-se uma formação que pudesse desempenhar a função de selo. O estudo em termos de amplitudes, efectuado ao nível imediatamente acima do reservatório, revelou uma formação na sua totalidade constituída por baixas amplitudes, revelador da presença de argilas. Apesar desta formação se encontrar fracturada pensa-se que a sua eficiência como selo não se encontra comprometida, devido ao facto do reservatório se encontrar também ele segmentado. Esta formação segundo a literatura é a formação selo a nível regional.

A armadilha é uma armadilha combinada com elementos estratigráficos, dos quais fazem parte os canais constituídos por areias e outros canais de natureza argilosa. Estes canais podem desempenhar o papel de reservatório (canais com areias) ou de selo (canais preenchidos com argilas). Estes canais têm uma direcção geral NE-SO. A componente estrutural da armadilha é composta por um anticlinal com falhas inversas. Esta estrutura secciona os canais que a atravessam.

A Formação 5 foi interpretada como sendo a formação geradora. Foi identificada devido aos seus atributos sísmicos e posição estratigráfica. Das formações interpretadas entre o nível do reservatório potencial e o sal, esta é a única que se apresenta com altas amplitudes, denunciando a presença de argilas ricas em matéria orgânica. O estatuto de rocha geradora foi confirmado recorrendo a relatórios não publicados do Poço Tatiana-1, corroborando este nível como gerador. Este nível pertence à Formação Iabe e trata-se da formação geradora a nível regional.

As vias principais de migração são as falhas que atravessam toda a zona, chegando algumas a aflorar à superfície do fundo do mar.

O cálculo de volume foi efectuado tendo em consideração cinco áreas, quatro para o Reservatório Potencial 1 e uma quinta para o Reservatório Potencial 2. O cálculo do *STOOIP* para o Reservatório Potencial 1 teve como resultado um máximo de 210 MMBbbls e um mínimo de 13 MMBbbls. No caso do Reservatório Potencial 2 chegou-se a um máximo de 35 MMBbbls e um mínimo de 30 MMBbbls.

A análise de risco efectuada identificou como factor mais problemático a segmentação do reservatório e do selo, podendo por esta razão comprometer a eficácia da armadilha para acumular hidrocarbonetos.

Foi proposto um poço de avaliação com uma trajectória vertical, com uma localização que permite estudar todas as áreas para as quais foi efectuado o cálculo do *STOOIP*. A sua simplicidade visa maximizar a informação retirada em relação aos custos. O poço tem uma lâmina de água de 1540 m, atinge uma profundidade prevista de 4800 m. Atinge o reservatório potencial 1 aos 2450 m e a rocha geradora aos 4625 m.

Em termos de atractividade deste *play* para a indústria petrolífera, há vários factores que levantam algumas dúvidas quanto à sua viabilidade. Embora, a estrutura seja bem definida, os valores de volume de hidrocarbonetos são bastante baixos, 13 MMBbbls para o cenário mais pessimista. As dúvidas levantadas quanto à capacidade da rocha selante acrescentam mais um factor de risco. Os custos associados à actividade exploratória em águas ultra profundas e todos os riscos identificados neste prospecto, fazem com que as hipóteses de sucesso do poço apresentado sejam reduzidas, podendo torná-lo inviável em termos económicos.

Bibliografia

- Alexander, C.S., Rumelhart, L.M., Raposo, A., Dominey, J. (2001). *The Plutónio discovery, Block 18, Angola-A 3-D visualization and multiattribute approach to exploration success*. The Leading Edge, v. 20; no. 12, 1393-1400
- Anderson, J.E., Cartwright, J., Drysdall, S.J., Vivian, N. (2000). *Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola*. Marine and Petroleum Geology, 17, 1165-1203.
- Bertram, G.T. (2000). *Reservoir Prediction - Seismic & Sequence Stratigraphy, A five-day workshop*, Stratigraphic Research International (UK).
- Boggs, S.Jr. (1995). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 2nd ed. Englewood Cliffs: Prentice Hall, XVII, 774 pp.
- Bradford, E.P. (2003). *Controls on reservoir distribution, architecture and stratigraphic trapping in slope settings*. Marine and Petroleum Geology, 20, 529-545.
- Brandão, M.G.P. (1998). *Foraminíferos Planctónicos do Cretácico Superior da Bacia Sedimentar do Cuanza (Angola)*. Dissertação de Doutorado, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, em preparação.
- Brandão, M.G.P. (2001). *Curso de Geologia do Petróleo, Bacias Sedimentares de Angola*. Luanda.
- Brandão, M.G.P (2008). *Dicionário de Geociências do Petróleo*, em preparação, Porto/Luanda, 2080 pp.
- Broucke, O., Temple, F., Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, T., Guillocheau, F. (2004). *The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Middle Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin)*. Marine and Petroleum Geology, 21, 327-348.
- Brownfield, M.E. and Charpentier, R.R. (2006). *Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa*: U.S. Geological Survey Bulletin 2207-B, 52 pp.
- Brun, J., Fort, X. (2004). *Compressional salt tectonics (Angolan margin)*. Tectonophysics, 382, 129-150

- Calassou, S., Moretti, I. (2003). *Sedimentary flattening and multi-extensional deformation along the West African margin*. Marine and Petroleum Geology, 20, 71-82.
- Charloua, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Ondreas, H., Knoery, J., Cochonat, P., Levache, D., Poirier, Y., Jean-Baptiste, P., Fourre, E., Chazallon, B. (2004). *Physical and chemical characterization of gas hydrates and associated methane plumes in the Congo-Angola Basin*. Chemical Geology 205, 405-425.
- Cramez, C., Jackson, M.P.A. (2000). *Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola*. Marine and Petroleum Geology, 17, 1095-1109.
- Dias, J. A. (2004). *Correntes Turbidíticas*, versão preliminar.
- Duval, B., Cramez, C., Jackson, M.P.A. (1992). *Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola*. Marine and Petroleum Geology, 9, 389-404.
- Einsele, G. (2000). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. 2nd compl. rev. and enlarged ed. Berlin : Springer, cop. XI, 792 pp.
- Emery, D., Myers, K.J. (1998). *Sequence stratigraphy*. Oxford: Blackwell Science, repr. V, 297 pp.
- Fomel, S., Backus, M.M., DeAngelo, M.V., Murray, P.E., Hardage, B.A. (2003). *Multi-component seismic data registration for subsurface characterization in the shallow Gulf of Mexico*. Offshore Technology Conference 15117, 5-8.
- Fonnesu, F. (2003). *3D seismic images of a low-sinuosity slope channel and related depositional lobe (West Africa deep-offshore)*. Marine and Petroleum Geology, 20, 615-629.
- Fort, X., Brun, J.P., Chauvel, F. (2004). *Contraction induced by block rotation above salt (Angolan margin)*. Marine and Petroleum Geology, 21, 1281-1294.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. (1991). *Principles of Sedimentology*. Oil & Gas Consultants International, Inc.
- Gay A., Lopez, M., Cochonat, P., Seranne, M., Levache, D., Sermondadaz, G. (2006). *Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene-Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin*. Marine Geology, 226, 25-40.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., and Sermondadaz, G. (2004). *Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction - upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin*. Basin Research, 16, 101-116.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Levache, D., Sermondadaz, G., Seranne, M. (2006). *Evidences of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin*. Marine and Petroleum Geology, 23, 387-399.

- Gay, A., Lopez, M., Ondreas, H., Charlou, J.-L., Sermondadaz, G., Cochonat, P. (2006). *Seafloor facies related to upward methane flux within a Giant Pockmark of the Lower Congo Basin*. Marine Geology, 226, 81- 95.
- Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L. (2006). *Submarine channels controlled by salt tectonics: Examples from 3D seismic data offshore Angola*. Marine and Petroleum Geology, 23, 443-458.
- Hossack, J. (s/data). Petroleum Development - Structural Geology Workshop Part 4. Structural Geology Group, BP.
- Hudec, M. R., Martin, P.A.J. (2002). *Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola*. GSA Bulletin, v. 114; no. 10, 1222-1244.
- Jackson, M.P.A., Hudec, M.R., Hegarty, K.A. (2005). *The great West African Tertiary coastal uplift: Fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin*. Tectonics, Vol. 24.
- Karam, M.R.K. (2005). *Integração de Ferramentas Multidisciplinares para o Estudo de Feições Tectônicas e Sismoestratigráficas na Sequência Pós Rife da Bacia de Camamu-Almada, Bahia*. Rio de Janeiro - RJ - Brasil.
- Lavergne, M. (1989) *Seismic methods*. London: Graham & Trotman, XII, 172 pp.
- Louis, L.J. et al. (2006). *The Occurrence and Geological Setting of Cretaceous Dinosaurs, Mosasaurs, Plesiosaurs, and Turtles from Angola*. J. Paleont. Soc. Korea. Vol. 22, No. 1, 91-110.
- Martin, P.A.J., Michael R.H. (2005). *Stratigraphic record of translation down ramps in a passive-margin salt detachment*. Journal of Structural Geology, 27, 889-911.
- Mayall, M., Ed Jones, Mick, C. (2006). *Turbidite channel reservoirs-Key elements in facies prediction and effective development*. Marine and Petroleum Geology, 23, 821-841.
- Michael, R.H., Martin, P.A.J. (2004). *Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin*. AAPG Bulletin, v. 88, no. 7, 971-990.
- Milani, E.J., Brandão, J.A.S.L., Zalán P.V., Gamboa L. A.P. (2000) *Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas*. Brazilian Journal of Geophysics, Vol. 18(3), 351-396
- Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R., Thompson III, S. (1977). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 2. The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*, Memoir 26, 53-62

- Paul, J.V., John, G.G., William, H. (2001). *Tectonostratigraphic Development in the Eastern Lower Congo Basin, Offshore Angola, West Africa*. Marine and Petroleum Geology, 18, 909-927.
- Pelletier, E., Delilleb, D., Delille, B. (2004). *Crude oil bioremediation in sub-Antarctic intertidal sediments: chemistry and toxicity of oiled residues*. Marine Environmental Research, 57, 311-327.
- Prothero, D.R., Schwab, F. (1996). *Sedimentary geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*. New York: W. H. Freeman and Company, XV, 575 pp.
- Reading, H.G. (1986). *Sedimentary environments and facies*. 2nd ed. Oxford: Blackwell Scientific, XI, 615 pp.
- Reading, H.G. (1996). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell, cop. XIV, 688 pp.
- Relatórios internos da Sonangol
- SGAD (2003). *Comparative Basin Stratigraphy Congo-Kwanza-Namibe*, Sonangol.
- Sheriff, R.E. (1994). *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. 3rd ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, XII, (vol.1), 376 pp.
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P. (1989). *History, theory and data acquisition*. Cambridge: University Press, XII, 253 pp.
- Sonangol/GAD (2004). *Interior and Atlantic Margin Basins of Angola*
- Sonangol/GAD (2007). GAD-MC-07003-P *Angola - Concessões*, Sonangol, obtido a 18 de Abril de 2008. URL: <http://www.sonangol.co.ao/wps/wcm/connect/ae49ae8046dbc771931e9f5c4783a7db/GAD-MC-07003-Pt.jpg?MOD=AJPERES>
- Sonangol/GAD (s/data). *Block's Map*. Obtido a 5 de Agosto de 2008. URL: <http://www.sonangola.org/wps/portal/!ut/p/c1/areaofactivity.htm>
- Sonangol (2005). *História da indústria Petrolífera em Angola*, obtido a 5 de Agosto de 2008. URL: https://www.sonangol.co.ao/wps/portal/!ut/p/c1/04_SB8K8xLLM9MSSzPy8xBz9CP0os3hD15AQUzN_QwODgFALA60QsMBArwBDYwMfQ_1wkA6zeAMcwNEAKm9h70wD10HiaODv4W1qa0JpCFWBXd41CL98mLkRXvkQE7i8n0d-bqp-QXZ2kGuaoyIAI51sfw!/d12/d1/L2dJQSEvUUt3QS9ZQnB3LzZfMDgzQ0wxMzBEQTBPSEs1MTc4MjAwMDAwMDA!/
- Stark, D.M., et al. (ed) (1991). *Well Evaluation Conference Angola (WEC)*, Schlumberger
- Stow, D.A.V. (Ed), (1992). *Deep-water turbidite systems*. Oxford: International Association of Sedimentologists, VI, 473 pp.

- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr. (1977a). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 1. Overview*: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, 51-52
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr., Thompson III, S. (1977b). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap*: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, 63-81
- Vail, P.R., Todd, R.G., Sangree, J.B. (1977c). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections*: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, 99-116
- Yilmaz, O. (1987). *Seismic data processing*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, cop. XII, 526 pp.
- Yilmaz, O. (2001). *Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Tulsa (OK): Society of Exploration Geophysicists, 2 vol.

Referência de sites na internet

- commons.wikimedia.org- <http://commons.wikimedia.org/wiki/User:Hgrobe/gallery/2006>, consultado a 29 de Agosto de 2008.
- en.wikipedia.org- http://en.wikipedia.org/wiki/Reflection_seismology#Marine_.28streamer.29
- en.wikipedia.org- http://en.wikipedia.org/wiki/Risk_analysis_%28Business_%29, consultado a 21 de Julho de 2008.
- en.wikipedia.org- http://en.wikipedia.org/wiki/Salt_dome, consultado a 13 de Julho de 2008.
- en.wikipedia.org(a)- <http://en.wikipedia.org/wiki/Diapirs>, consultado a 26 de Agosto de 2008.
- en.wikipedia.org(b)- http://en.wikipedia.org/wiki/Reflection_seismology#Marine_.28streamer.29, consultado a 13 de Julho de 2008.
- homepage.ufp.pt(a)- <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/GlossarySaltTectonics/Pages/PageD.html>, consultado a 13 de Julho de 2008.
- homepage.ufp.pt(b)- <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/GlossarySaltTectonics/Pages/PageA.html>, consultado a 13 de Julho de 2008.
- http://macao.communications.museum/por/Exhibition/SecondFloor/MoreInfo/2_8_6_Multiplexing.html, consultado a 28 de Agosto de 2008.

<http://ns.rc.unesp.br/museudpm/rochas/sedimentares/turbidito.html>, consultado a 6 de Maio de 2008.

http://pt.wikipedia.org/wiki/Root_mean_square, consultado a 29 de Agosto de 2008.

<http://www.sonairsarl.com/wps/wcm/connect/ae49ae8046dbc771931e9f5c4783a7db/GAD-MC-07003-Pt.jpg?MOD=AJPERES>

http://www.sonangol.co.ao/wps/wcm/connect/c221780047e2f6f587fde7e8f091b27b/bid07_regrasDosConcursos_en.pdf?MOD=AJPERES, consultado a 5 de Agosto de 2008.

<http://www.thefreedictionary.com/Continental+Rise>, consultado a 6 de Maio de 2008.

pkukmweb.ukm.my- <http://pkukmweb.ukm.my/~rahim/Seismic\%20Refraction\%20Surveying.htm>, consultado a 28 de Agosto de 2008

principles.ou.edu- http://principles.ou.edu/seismic_explo/reflect/reflect.html, consultado a 28 de Agosto de 2008.

pt.wikipedia.org- <http://pt.wikipedia.org/wiki/Querogênio>, consultado a 6 de Maio de 2008

sioseis.ucsd.edu- <http://sioseis.ucsd.edu/palmer2.gif>, consultado a 28 de Agosto de 2008.

strata.geol.sc.edu- <http://strata.geol.sc.edu/Deepwater/DeepwaterClasticArchitecture.html>, consultado a 31 de Agosto de 2008.

tle.geoscienceworld.org- <http://tle.geoscienceworld.org/content/vol24/Supplement/images/large/s46fig15.jpeg>

w3.ualg.pt- http://w3.ualg.pt/~jdias/GEOLAMB/GA2_SistTerra/204Evolucao/Paleomap.html, consultado a 22 de Agosto de 2008;

woodshole.er.usgs.gov- <http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sfmapping/airgun.htm>, consultado a 28 de Agosto de 2008.

www.ens-newswire.com- <http://www.ens-newswire.com/ens/may2008/2008-05-07-091.asp>, consultado a 28 de Agosto de 2008.

www.glossary.oilfield.slb.com(a)- <http://www.glossary.oilfield.slb.com/DisplayImage.cfm?ID=59>, consultado a 13 de Julho de 2008.

www.glossary.oilfield.slb.com(b)- <http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=common\%20midpoint>, consultado a 13 de Julho de 2008.

www.glossary.oilfield.slb.com(c)- <http://www.glossary.oilfield.slb.com/DisplayImage.cfm?ID=229>, consultado a 13 de Julho de 2008.

- www.glossary.oilfield.slb.com(d)- <http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=normal%20moveout>, consultado a 13 de Julho de 2008.
- www.glossary.oilfield.slb.com(e)- <http://www.glossary.oilfield.slb.com/DisplayImage.cfm?ID=231>, consultado a 13 de Julho de 2008.
- www.glossary.oilfield.slb.com(f)- <http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=velocity%20analysis>, consultado a 13 de Julho de 2008.
- www.glossary.oilfield.slb.com(g)- <http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=migration>, consultado a 13 de Julho de 2008.
- www.gsj.go.jp- <http://www.gsj.go.jp/~tana/hydrate/seismic/seismic.metho.html>, 28 de Agosto de 2008.
- www.jsg.utexas.edu- <http://www.jsg.utexas.edu/news/rels/111507.html>, consultado a 31 de Agosto de 2008
- www.offshore-mag.com- http://www.offshore-mag.com/articles/enlarge_image.cfm?SITEID=os&IMAGE_ID=238624, consultado a 20 de Outubro de 2008
- www.pgt.com.br- http://www.pgt.com.br/downloads/geologia_do_petroleo.pdf, consultado a 8 de Abril de 2008
- www.sandmeier-geo.de- <http://www.sandmeier-geo.de/Bilder/migration01.png>, consultado a 4 de Abril de 2008
- www.scotese.com- <http://www.scotese.com/earth.htm>, consultado a 28 de Agosto de 2008.
- www.searchanddiscovery.net- <http://www.searchanddiscovery.net/documents/geophysical/liner/index.htm>, consultado a 28 de Agosto de 2008.
- www.slb.com- http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/ors94/0494/p19_32.pdf, consultado a 13 de Julho de 2008.
- www.sonangol.co.ao- http://www.sonangol.co.ao/wps/portal/!ut/p/c1/04_SB8K8xLLM9MSSzPy8xBz9CP0os3gDC2NnH0NjAxdHA38Pb1PDUHMjAwjQDwfpwFQRYgJXgVXeJcgQVR4HcDTQ9_PiZ03VL8j0DrJwVFQEACVCEkA!/d12/d1/L2dJQSEvUUt3QS9ZQnB3LzZfMDgzQ0wxMzBEQTBPSEs1MTI4MjAwMDAwMDA!/, consultado a 23 de Abril de 2008
- www.sonangol-usa.com- Map of Concessions, obtido a 18 de Abril de 2008. URL: http://www.sonangol-usa.com/concessoes_en.shtml,
- www.theoil drum.com- <http://www.theoil drum.com/story/2006/12/18/112945/56>, consultado a 25 de Agosto de 2008;
- www.total.com- http://www.total.com/static/fr/medias/topic1966/Total_2007_carte_angola_bloc14.jpg, consultado a 25 de Agosto de 2008
- www.xsgeo.com- <http://www.xsgeo.com/course/acq.htm#nav>